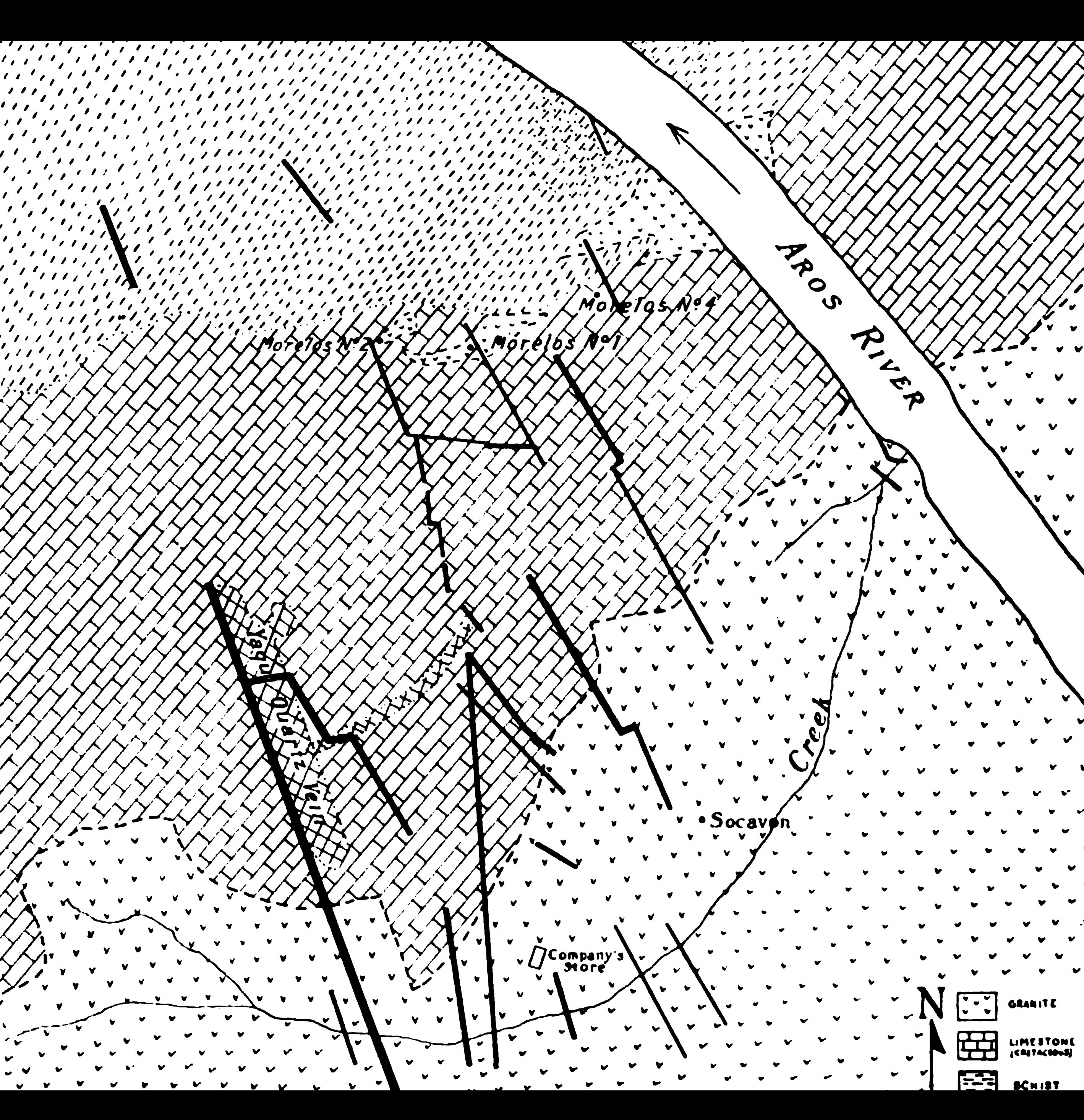
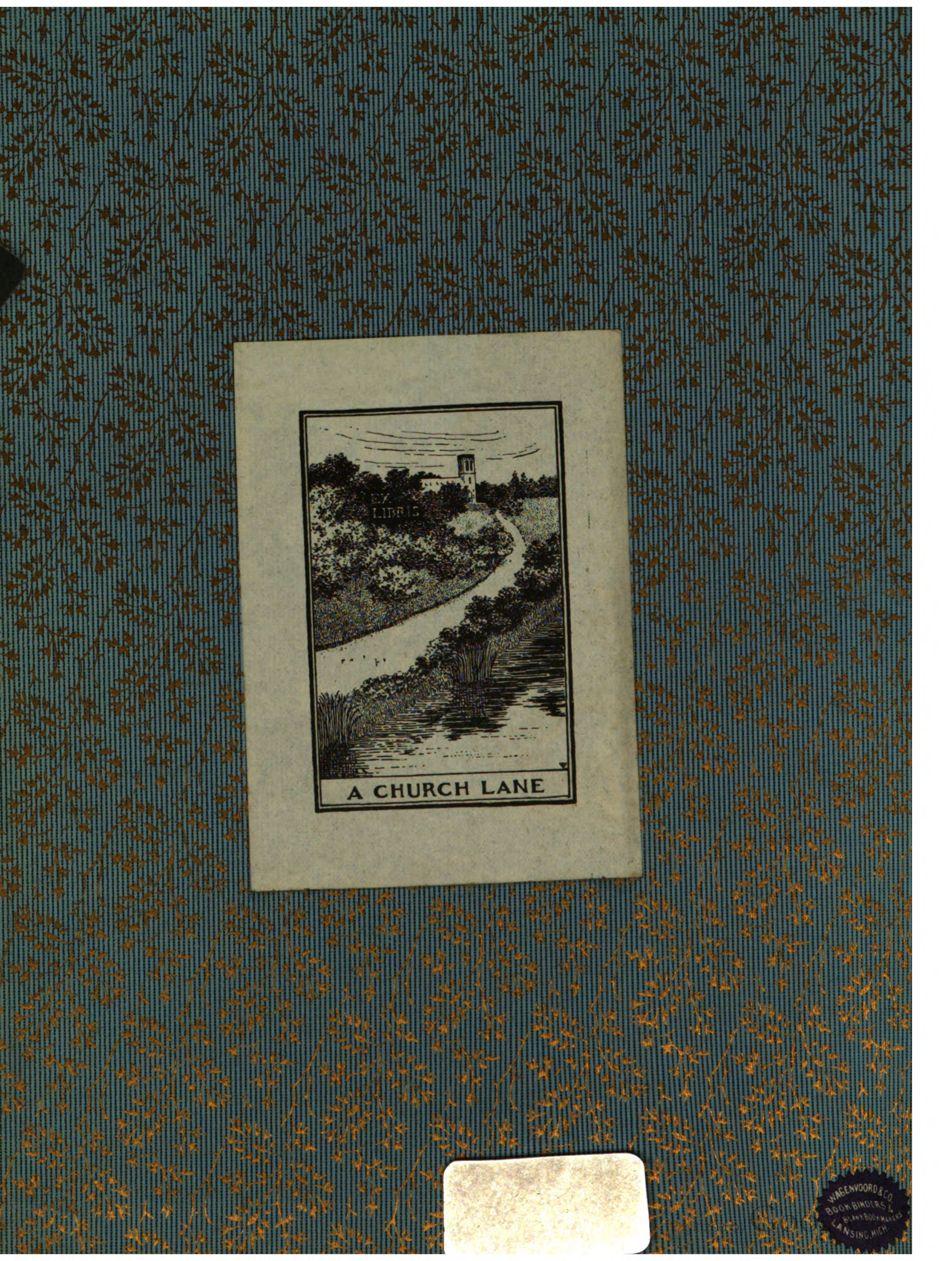
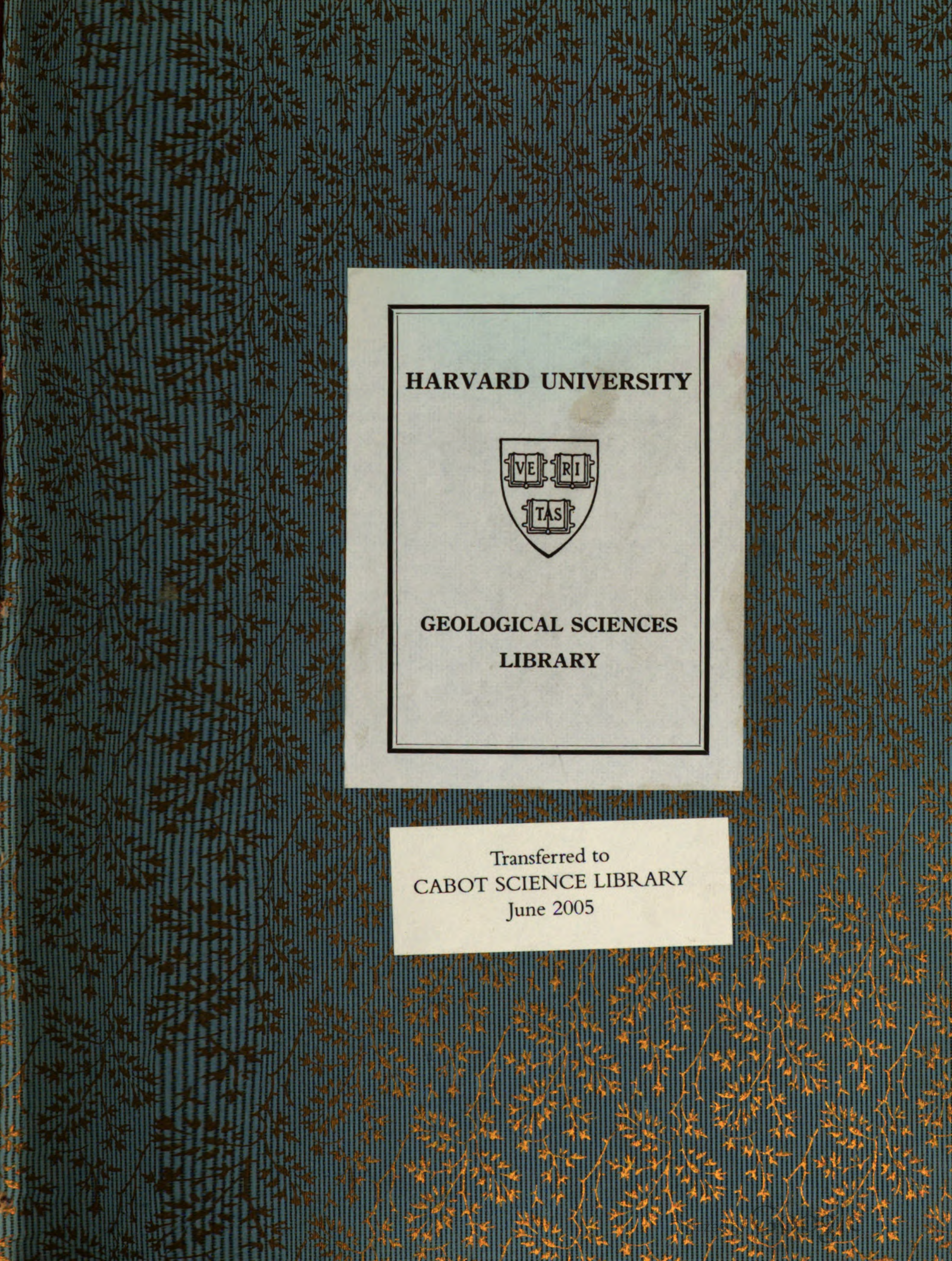


Festschrift Harry Rosenbusch gewidmet von seinen Schuelern zum siebzigsten ...

Ernst Becher, Reginald Aldworth Daly, Harry Rosenbusch, Ludwig Milch, Ulrich Grubenmann, Charles Palache, William Herbert ...



LIBRIS
A CHURCH LANE


HARVARD UNIVERSITY
VE RI TAS
GEOLOGICAL SCIENCES
LIBRARY
Transferred to
CABOT SCIENCE LIBRARY
June 2005

Gift from Bob Nichols

FESTSCHRIFT

HARRY ROSENBUSCH

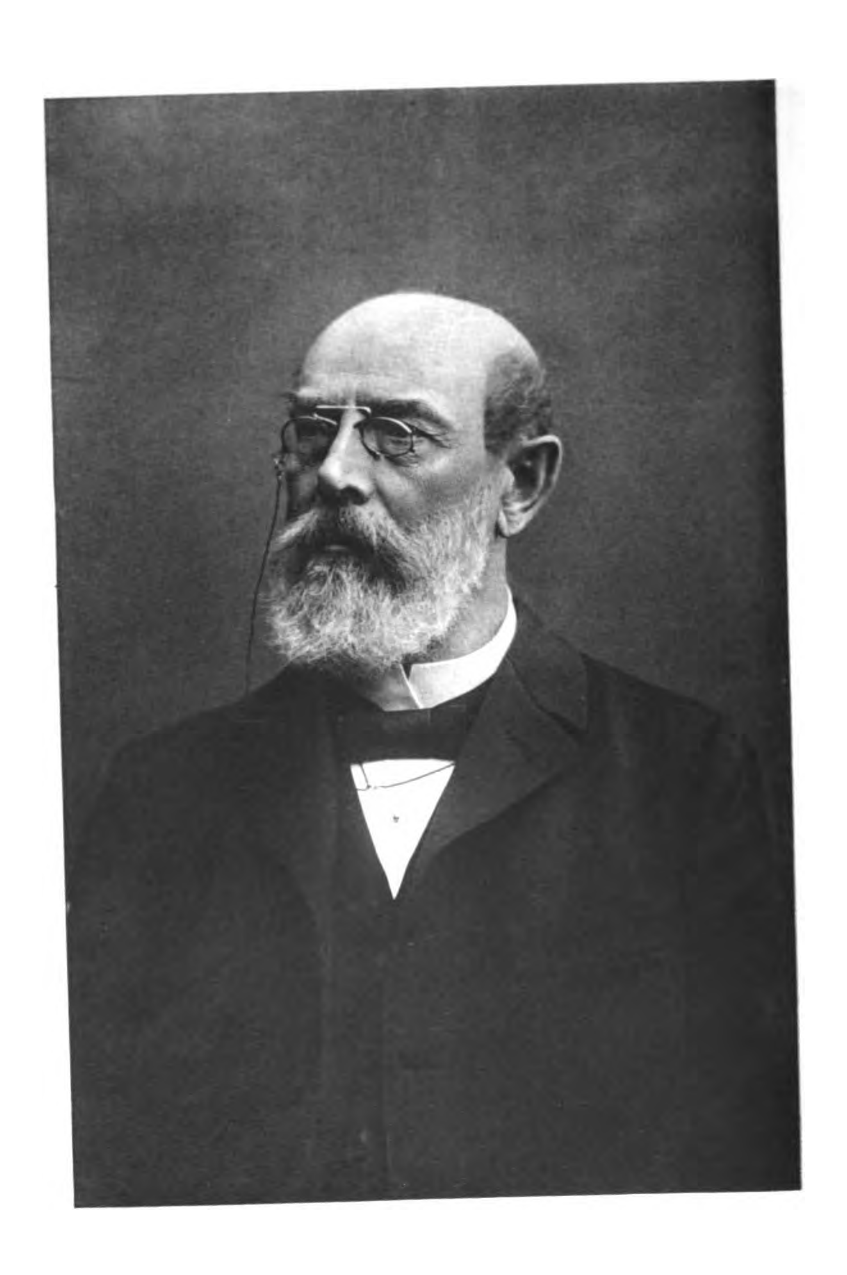
GEWIDMET VON SEINEN SCHUELERN

ZUM SIEBZIGSTEN GEBURTSTAG

24. JUNI 1906.

Mit einem Porträt, einer geologischen Karte, 11 Tafeln und 35 Textfiguren.

E. SCHWEIZERBARTSCHE VERLAGSBUCHHANDLUNG, STUTTGART 1906.



Druck der Stuttgarter Vereins-Buchdruckerei.

Hochverehrter Meister!

Am Tage der Vollendung Ihres siebzigsten Lebensjahres wissen sich Ihre zahlreichen, über die ganze Erde zerstreuten Schüler einig in dem Gefühl unverlöschlichen Dankes gegen den teuren Lehrer. Es ist ihnen allen ein aufrichtiges Bedürfnis, diesen Dank zugleich mit den herzlichsten Glück- und Segenswünschen und mit dem Bekenntnis unwandelbarer Verehrung heute zum Ausdruck zu bringen.

Als Sie uns vor einem Menschenalter Ihre „Physiographie“ zum erstenmal darboten, verglichen Sie in einem schönen Bilde die Entwicklungsphase der damaligen petrographischen Wissenschaft dem Frühling. Sie wiesen darauf hin, wie erst ein heißer Sommer eine Ernte erhoffen lasse. Mit stolzer Befriedigung dürfen Sie heute von der hohen Warte Ihrer siebzig Jahre auf diesen herrlichen Sommer unserer Wissenschaft hinblicken. Tatkräftig haben Sie, ein echter Sproß niedersächsischen Stammes, alle Mühsale siegreich überwunden. In rastloser Pionierarbeit sind von Ihnen neue, ungeahnt große Gebiete jungfräulichen Bodens erschlossen

worden. Ihrer schöpferischen Initiative verdanken wir schon jetzt eine überreiche Ernte kostbarer Früchte. Sie haben die zahllosen Einzelbeobachtungen anderer Autoren mit der Fülle eigener Forschungsergebnisse in großartig angelegten Werken vereinigt und durch die ausdrucksvolle Klarheit dieser Schilderungen immer wieder von neuem befruchtend gewirkt.

Doch wir Jüngeren wollen uns nicht anmaßen, an dieser Stelle den Gelehrten zu feiern; wohl aber ziemt es uns, den kommenden Generationen zu bezeugen, was Sie, hochverehrter Meister, uns als Lehrer waren und noch sind.

Schon früh hoben Sie in Ihren Werken hervor,

> Wie alles sich zum Ganzen webt,
> Eins in dem andern wirkt und lebt,

wenn die historische Entwicklung einer Wissenschaft erkannt und das Seiende als ein Gewordenes erfaßt wird. Daß diese Auffassung all Ihr Lehren und Wirken durchdrang, und daß Ihr Vortrag niemals sich in Einzelheiten verlor, sondern immer das Ganze im Auge behielt, wer unter Ihren Zuhörern wird sich nicht dessen mit Begeisterung erinnern. Wer könnte je vergessen, was Sie uns mit freundlichem Eingehen auf jede Individualität im anregenden Zwiegespräch boten. Mußte nicht der Verzagteste wieder Mut fassen, wenn Sie von Ihrem eigenen Entwicklungsgang und den harten Zeiten Ihrer Jugend- und Dozentenjahre, von schweren

Kämpfen, die auch Ihnen nicht erspart blieben, erzählten. Konnte es eine bessere Schulung geben, als wenn Sie uns an dem Gang Ihrer eigenen Untersuchungen bereitwillig teilnehmen ließen, und wir erkennen durften, wie Sie aus dem Chaos der Beobachtungen das Brauchbare auswählten und zum festen wissenschaftlichen Gebäude fügten. Ist schließlich nicht auch die in unserer hastenden Zeit selten abgeklärte, klassische Form, in die Sie Ihre Gedanken gekleidet haben, für uns vorbildlich geworden.

Wenn Staatsbehörden, gelehrte Korporationen und Kollegen sich am heutigen Tag um den Bahnbrecher der Wissenschaft versammeln und ihre Huldigung durch äußere Zeichen zu erkennen geben, so wollen auch wir, Ihre Schüler, unserer Anhänglichkeit an den hochverehrten Lehrer dauernden Ausdruck verleihen. Wir haben uns zu dieser Festschrift vereinigt, zu der ein jeder beigetragen hat nach dem Maße seiner Kraft. Wenn Sie die nachfolgenden Blätter durchlesen, mögen Ihnen wohl bisweilen die Verse in den Sinn kommen:

> Was Gutes zu denken wäre gut,
> Fänd' sich nur immer das gleiche Blut;
> Dein Gutgedachtes, in fremden Adern
> Wird sogleich mit dir selber hadern.

Aber Sie werden zugleich, so hoffen wir, erkennen, daß wir nicht leichtfertig abgewichen sind, sondern nach dem Vorbild unseres Meisters die Natur haben sprechen lassen. Viele Ihrer Schüler

sind mit voller Überzeugung Ihren Bahnen gefolgt, manche haben andere Wege gesucht — einmütig sind wir aber alle in der Anerkennung Ihrer beherrschenden Größe.

Möchten Schaffensfrische und Schaffenskraft Ihnen noch viele Jahre erhalten bleiben, zum Frommen unserer Wissenschaft, zu unserer Freude!

Im Auftrag des Ausschusses

E. A. Wülfing.

INHALT.

Über einige schweizerische Glaukophangesteine.

Von Ulr. Grubenmann, Zürich.

(Mit einer Tafel und einer Textfigur.)

Im Jahre 1898 erschien von H. Rosenbusch die kleine Schrift »Zur Deutung der Glaukophangesteine«*, in welcher mit der unserm Altmeister eigenen vornehmen Art alles wesentlich Bekannte über diese Gesteinsgruppe zusammengefaßt und mit klarem Blick der Weg zu ihrer genetischen Ableitung eingeschlagen wurde. Zur Erkenntnis von der alleinigen Zugehörigkeit der Glaukophangesteine zu den metamorphen Gesteinen und ihrem beständigen Vorkommen in den obern Horizonten des kristallinen Grundgebirges ist seitdem nichts hinzugefügt worden, ebensowenig zur Aufklärung ihrer Paragenese mit Karbonaten, Glimmerschiefern, Chloritschiefern, Serpentinen, verschiedenen Gabbroderivaten und gewissen Gneißen. Doch betont Rosenbusch in jener Schrift, wie schon vorher in den »Elementen«, daß zur vollen Aufklärung der Glaukophangesteine die genügende chemische Grundlage fehle.

Diese Lücke wurde dann im Jahre 1901 durch H. Washington zu einem guten Teile ausgefüllt; in seinem »Chemical study of Glaukophane Schists«**

* Sitzungsberichte der k. preuß. Akad. d. W. 1898.

** American Journal of Sc. Vol. XI. Jan. 1901.

bringt er 15 größtenteils von ihm selbst ausgeführte Analysen von Glaukophangesteinen aus allen Teilen der Erde, aus welchen eine ziemliche Gleichförmigkeit des Chemismus dieser Gesteinsgruppe hervorgeht. Der bei weitem größere Teil ihrer Repräsentanten besitzt den chemischen Charakter von Gabbrogesteinen, Diabasen und deren Tuffen (basische Gruppe WASHINGTONS) und wird nach dem Vorgange ROSENBUSCHS von solchen abgeleitet. Ein kleiner Teil ist kieselsäurereich, wie Quarzsandsteine (saure Gruppe von WASHINGTON), und deriviert wohl von solchen; eine intermediäre Gruppe ist nur durch eine Analyse von unsicherer Deutung vertreten. Die beiden Hauptgruppen treten geologisch verbunden auf. Die Glaukophangesteine aus dem westlichen Teil der ligurischen Alpen wurden darauf im Jahre 1903 von S. FRANCHI chemisch und petrographisch bearbeitet* und wieder teils von Diabasen, teils von deren durch Sedimente verkitteten Tuffen abgeleitet.

In der Schweiz sind von verschiedenen Lokalitäten Glaukophangesteine bekannt geworden, vielfach erratisch, doch auch anstehend im mittleren Allalingebiet, bei Zermatt und im Val de Bagne im Wallis. Letztere wurden von DUPARC und RITTER erwähnt** und petrographisch skizziert***; aber eine eingehendere chemische und petrographische Untersuchung fehlt für alle. Als Zeichen meiner Verehrung und Dankbarkeit für meinen Lehrer und um jenem von ihm empfundenen Mangel an einer genügenden chemischen Grundlage für die Erkenntnis der Glaukophangesteine, so viel an mir liegt, abzuhelfen, habe ich es unternommen, einige Glaukophangesteine meiner schweizerischen Heimat, nämlich die Vorkommnisse im Bagnetal und zwei Erratica aus der Umgegend von Bern zu untersuchen, um so auch ein Kleines beizutragen zur »Deutung der Glaukophangesteine«.

* Contribuzione allo studio delle roccie a glaucofane ec. Boll. R. C. Geol. 1902. n. 4.

** Etude pétrographique des Schistes de Casanna du Valais. Arch. d. sc. ph. et nat. Juillet 1896.

*** Sur la classification pétrographique des schistes de Casanna et des Alpes valaisannes. C. r. des S. de l'Ac. des sc. Paris. Mai 1901.

A. Die Glaukophangesteine des Val de Bagne.

Sie liegen in der Zone der »Casannaschiefer«, welche nach Duparc (l. c.) dort eine Antiklinale bilden, deren zugehörige Synklinalen vom Aostatal nach Nordosten gegen das Rhonetal ziehen, die eine dem Val de Ferret folgend, die andere östlich vom Evolenatal hinüberstreichend. Diese beiden sind wesentlich aus den grauen, seidenglänzenden, phyllitischen »schistes lustrés« gebildet. Die »Casannaschiefer« bestehen aus einem Komplex sehr verschiedenartiger Gesteine, die sich aber alle durch einen höheren Grad von Kristallinität auszeichnen. Trotz ihres auffallend starken Gesteinswechsels weisen sie eine gewisse Einheitlichkeit des Mineralbestandes auf, indem Muskovit, Epidot, Chlorit und Quarz in fast allen »Casannaschiefern« wiederkehren und allen ein hoher Gehalt von Titanmineralien eigen ist. Durchquert man diese Zone im Bagnetal von Norden nach Süden, so trifft man zuerst südlich des Rhonetales auf Phyllite und Muskovitschiefer; ihnen folgen Chlorit-Epidotschiefer, denen granat- und rutilreiche Muskovitgneiße und -schiefer sich anschließen. Die Glaukophangesteine liegen im mittleren Teil des Bagnetales zwischen Lourtier und Fionnay und sind geologisch und petrographisch mit den Chlorit-Epidotschiefern verknüpft. Bei ihnen wird die stark wechselnde Gesteinsbeschaffenheit besonders auffallend und zeigt sich bei manchen Varietäten schon im Handstück. Auch hier ist sie hauptsächlich an Variationen im Mengenverhältnis der Komponenten geknüpft, verbunden mit einem Wechsel der Textur vom massigen bis zum dünnschieferigen, mit feinen Verfältelungen. — Auf dem Wege von Lourtier nach Fionnay (etwa 4 km in der Luftlinie) lassen sich nicht weniger als 4 Arten von Glaukophangesteinen unterscheiden, deren Zahl sich aber durch Übergangsvarietäten noch sehr vermehren ließe. Es sind dies:

1. Karbonatreiche Glaukophangesteine, anstehend zunächst hinter Lourtier vor den Hütten von Lavintzie, dann wieder östlich der Brücke vor Granges neuves.



2. Chlorit-Epidot-Glaukophangesteine, mit den vorigen durch Übergänge verbunden, bei Granges neuves und Fionnay.

3. Glaukophan-Muskovitschiefer, mit der ersten Gruppe zusammen vorkommend bei Lavintzie und dann wieder vor Fionnay.

4. Glaukophangneiß, der in Blöcken am Fuße des Gehänges nordöstlich von Fionnay gefunden wurde.

1. Die karbonatreichen Glaukophangesteine (Fig. 1).

Es sind im allgemeinen mittelkörnige, richtungslos gefügte Gesteine mit bloß schwacher Andeutung von grober Schieferung; nur bei dem Vorkommnis kurz vor Granges neuves wird sie deutlicher. Dort ist der Calcit in Lagern angereichert; dazwischen liegt heller Glimmer, der die Schieferungsflächen bezeichnet, und die Gesteine sind dann verbogen und verfältelt. Die Gemengteile dieser Gruppe lassen sich fast durchgehends schon makroskopisch erkennen als gelbliche Calcitkörner, weißer Glimmer, gelblichgrüner Epidot, mattgrüner Chlorit, dunkelblauer Glaukophan, dazu etwas Quarz und Feldspat; honiggelbe Kristallflächen von Titanit blitzen überall im Gestein zerstreut hervor. Calcit, Glaukophan und Chlorit-Epidot reichern sich in Schlieren und Zügen, zum Teil sogar in allerdings unscharf begrenzten, fast eckigen Brocken an. Dies gilt besonders von den Chlorit-Epidotaggregaten; das Gestein erhält dadurch ein unruhiges, grobfleckiges Aussehen.

Unter dem Mikroskop fällt bei den karbonatreichsten Varietäten zunächst der Calcit als wesentlichster Gemengteil auf. Er ist stets nach $(01\bar{1}2)$ verzwillingt und seine Körner greifen, wie bei gewissen Marmoren, buchtig ineinander. Vielfach ist er von Einschlüssen der andern Komponenten, besonders von Quarz und Glaukophan, durchsetzt, die ihrerseits auch ihn wieder einschließen. Die Frage, ob der Calcit als Zersetzungsprodukt eines der übrigen Gemengteile angesehen werden kann, ihnen gegenüber also sekundär wäre, muß nach der vollkommenen Frische aller, nach seinem quantitativen Überwiegen, nach seiner Formentwicklung und nach den Ein-

schlußverhältnissen entschieden verneint werden; das mikroskopische Bild ist vielmehr dasjenige eines durch reichliche silikatische Beimengungen verunreinigten Marmors. Der kleinblätterige muskovitische Glimmer mit einem optischen Axenwinkel von ca. $64\frac{1}{2}°$ tritt stets zu Butzen und Flatschen zusammen. Er ist auch in ganz massigen Stücken öfter verbogen und gewunden und zeigt, daß auch diese starken mechanischen Einwirkungen unterlagen; auch die rundlichen Quarzkörner haben oft wandernde Schatten. Der Chlorit in seiner gewöhnlichen fetzenförmigen Gestaltung zeigt sehr deutlichen Pleochroismus; grün parallel der Spaltbarkeit, gelb senkrecht dazu. Er ist in karbonatreichen Stücken spärlich und reichert sich mit dem Zurücktreten des Karbonates stark an. Der Epidot tritt in länglichen, öfter zerbrochenen Körnern auf. Seine Auslöschungsschiefe beträgt 3° $\mathfrak{c}:\mathfrak{a}$, sein Pleochroismus ist: $\mathfrak{c}$ gelbgrün, $\mathfrak{b}$ gelblich, $\mathfrak{a}$ fast farblos. Ganz farblose Körner von hoher Licht- und Doppelbrechung, sowie gerader Auslöschung dürften dem Lawsonit angehören. Der Glaukophan ist langstengelig ausgebildet; neben der gewöhnlichen prismatischen Spaltbarkeit der Amphibole besitzt er eine sehr regelmäßige Querklüftung. Von seinen Kristallflächen ist stets das Spaltprisma (110) und untergeordnet auch (010) entwickelt, so daß seine Querschnitte in der Regel schöne Rhombenformen zeigen, besonders bei den kleinen, in Calcit und Albit eingeschlossenen Individuen. Mit zunehmender Größe des Glaukophans nimmt die Güte der Formentwicklung im allgemeinen ab. Sein Pleochroismus ist der gewöhnliche: $\mathfrak{c}$ tiefblau, $\mathfrak{b}$ rötlichviolett, $\mathfrak{a}$ gelblich; die Auslöschungsschiefe $\mathfrak{c}:c$ auf (010) 4—6°, die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.017$. Der Feldspat ist stets ungestreift und wasserklar und würde ohne seine deutliche Spaltbarkeit leicht für Quarz gehalten werden; indessen unterscheidet er sich von letzterem, der immer rein ist, durch seine Durchspickung mit allen andern Komponenten, so daß er das schönste Beispiel liefert für die poikiloblastische Strukturform (Fig. 6). Der Feldspat ist stets annähernd isometrisch und ganz formlos. Seine optische Axenebene ist wenig geneigt gegen die Spaltrisse nach (001); Schnitte

senkrecht dazu mit dem Austritt einer positiven Bisectrix besitzen eine Auslöschungsschiefe von 16°; er ist also Albit. Viele Erze mit dem bläulichen Schimmer des Magnetits, rötliche Eisenglanzblättchen, scharfe winzige Rutilsäulchen, und die oft zu Häufchen versammelten Titanitkriställchen bilden neben Apatit, der zuweilen reichlich vorhanden ist, manchmal aber auch ganz fehlt, die übrigen Gemengteile des Gesteins. — Die Struktur der karbonatreichen Glaukophangesteine muß als kristalloblastisch bezeichnet werden, denn die gegenseitige Formengebung der Komponenten läßt keine Ausscheidungsfolge erkennen. Diese ist einzig durch die Kristallisationskraft bestimmt; auch können alle Gemengteile einander einschließen. Der reichliche Calcit gibt dem mikroskopischen Gesteinsbilde ein granoblastisches Gepräge, das nur durch den lamellaren Muskovit und Chlorit und durch den stengeligen Glaukophan stellenweise etwas beeinträchtigt wird. Albitreichere Stücke nähern sich wegen des Einschlußreichtums dieses Minerales der poikiloblastischen Strukturform (Fig. 6). — Die kristalloblastische Reihe läßt sich folgendermaßen aufstellen: Rutil, Titanit — Glaukophan — Epidot, Apatit — Erze — Glimmer, Chlorit — Calcit, Quarz — Albit. — Kataklastische Spuren sind nicht gerade häufig; allein die Verbiegungen des Gesteins bei Granges neuves, sowie die Knickungen der Muskovite, die undulös auslöschenden Quarze und die zerbrochenen Epidote, selbst in massigen Stücken, beweisen doch, daß es starkem Streß ausgesetzt war. Nur muß sich ein großer Teil der mechanischen Energie in chemische umgesetzt und so die hohe Kristallinität dieser Gesteine hervorgebracht haben; dabei hat wohl die leichte Umkristallisierbarkeit des Karbonates, im Verein mit seiner körnigen Gestalt, die Entstehung einer Paralleltextur verhindert und ein massiges Gefüge begünstigt.

Da Struktur und Textur ohne alle Relikte sind, gestatten sie keinen Rückschluß auf die ursprüngliche Natur des Gesteins. Sein Mineralbestand reiht es in die Gruppe der Kalksilikatgesteine ein; der Karbonatreichtum läßt ein ursprüngliches Sediment vermuten. Die an einem Stück von

mittlerem Karbonatgehalt ausgeführte chemische Analyse* ergab folgendes Resultat (a):

Karbonatreiches Glaukophangestein, südöstlich Lourtier**

	a	b
SiO_2	33.40	50.74
TiO_2	5.54	—
Al_2O_3	8.36	11.38
Fe_2O_3	7.82	—
FeO	7.37	19.26
CaO	13.99	3.77
MgO	7.84	10.60
K_2O	1.16	1.57
Na_2O	1.98	2.68
H_2O unter 100°	0.10	—
Glühverlust	3.40	—
CO_2	8.80	—
Summe	99.76	100.00

Spez. Gewicht 2.94.

Die Umrechnung der Werte unter b nach den Angaben von A. Osann führte zu nachfolgenden Größen:

$s = 56.6$

$A = 3.8$	$a = 1.9$	$n = 7.1$
$C = 3.0$	$c = 1.4$	$m = 9.7$
$F = 34.8$	$f = 16.7$	$k = 0.81$

daraus resultiert

die Typenformel: $s_{56.5}\ a_2\ c_{1.5}\ f_{16.5}$.

Auch nach seinem chemischen Gehalt gehört das Gestein somit in die Kalksilikatgruppe. Berechnet man mittelst des CO_2 den Karbonatgehalt des Gesteins, so ergibt sich eine Mischung von 20% Calciumkarbonat mit 80% silikatischem Anteil. Doch ist dieses Verhältnis wohl nicht genau zutreffend, weil das Karbonat wegen seiner gelblichen Färbung etwas Eisen und daneben wohl noch etwas Magnesia enthält. Der silikatische Anteil wurde wasserfrei auf 100 umgerechnet, dabei die Titansäure zur Kieselsäure und das Eisenoxyd zum Eisenoxydul gezogen und ergab so die unter b aufgeführten Beträge.

Der aus jenen Zahlen resultierende Chemismus scheint sich am meisten dem der Gabbrogesteine zu nähern. Die Typenformel stimmt indessen am

* Sämtliche Analysen wurden von meiner Assistentin Frl. Dr. L. Hezner ausgeführt.

** Entspricht Nr. 254 der Sammlung von Gesteinen der Schweizeralpen, zusammengestellt von Prof. Dr. C. Schmidt, Basel.

meisten überein mit derjenigen der Nephelinbasanite vom Typus Rosengärtchen: $s_{50 \cdot 5}$ $a_{2 \cdot 5}$ c_1 $f_{16 \cdot 5}$. Bei echten Gabbrogesteinen ist c fast durchgehends größer als a. — Die karbonatreichen Glaukophangesteine des Bagnetales sind demnach wahrscheinlich Mischungen von karbonatischen Sedimenten und eruptivem Material theralithischer Natur, am ehesten basanitischen Tuffen. Die ursprünglich tufföse Natur des Gesteins wird durch die starke und oft fleckig wechselnde Gesteinsbeschaffenheit bestätigt, wobei die vorhandenen Schlieren wohl als ummineralisierte, durch den Streß breitgedrückte Trümmer zu deuten sein dürften.

Durch Abnahme des Karbonates bei relativer Anreicherung der übrigen Komponenten, besonders des Chlorits, gehen die Gesteine dieser ersten Gruppe in die der zweiten Gruppe über. Eine andere nahe verwandte Abzweigung ist nur in einem losen Block der Höhe von Plan de Louvie (2250 m) gefunden worden. Es ist dies ein schieferiges, blauschwarz und gelbgrün geflecktes Gestein, das wesentlich nur aus Schlieren gleichgerichteter Glaukophansäulchen und solchen von Epidotkörnern besteht, welche mit etwas hellem Glimmer und Chlorit vermischt sind. Calcit, dazu etwas Quarz und Albit, treten nur interstitiell zwischen den genannten Gemengteilen auf. Es ist viel Rutil vorhanden, aber der sonst so reichlich auftretende Titanit fehlt. — Zur Analyse war das Gestein wegen seiner Unfrische nicht geeignet.

2. Die Chlorit-Epidot-Glaukophangesteine (Fig. 2).

Es sind wenig schiefrige, zum Teil sogar ganz massige, dunkle Gesteine, von grünblauer oder blaugrüner Farbe, je nach dem Vorherrschen von Glaukophan oder Chlorit-Epidot. Die Gemengteile sind hier viel gleichmäßiger verteilt als bei der vorigen Gruppe. Die Fleckigkeit nimmt mit dem Karbonatgehalt ab. Strukturell schließt sich ein Teil der Repräsentanten dieser Gruppe ganz an die karbonatreichen Varietäten an und fehlt ihnen der Calcit nie vollständig. Auch die Formen der Komponenten und ihr optisches Betragen sind ganz wie in der ersten Gruppe; nur ist der Glau-

kophan zuweilen zonar gebaut; ein dunkler Kern hat die oben angegebene Doppelbrechung von 0.017, eine hellere Randzone 0.020; dagegen existiert in der Auslöschungsschiefe kein merklicher Unterschied. Quarz kann bis zum Verschwinden zurücktreten. Durch den reichlicher vorhandenen, schön durchwachsenen Albit nähert sich das Strukturbild viel mehr dem polikiloblastischen und die kataklastischen Phänomene sind ähnlich wie bei der ersten Gruppe, nur ist hier auch der Glaukophan zuweilen zerbrochen.

Ein anderer Teil der Chlorit-Epidot-Glaukophangesteine (Vorkommnis vor der Brücke von Granges neuves) ist ganz massig, und auch nach der geologischen Lagerung anscheinend intrusiv. Von allen Komponenten sind Chlorit und Glaukophan am reichlichsten vorhanden und ganz gleichmäßig im Gestein verteilt. Zu ihnen tritt viel Epidot, während Quarz und Calcit ganz fehlen und der Albit in kleineren, einschlußärmeren Körnern nur die Lücken zwischen den Hauptgemengteilen ausfüllt. Der Muskovit ist hier Nebengemengteil geworden; von den Accessorien haben sich viel Titanit und Erz, darunter Pyrit, erhalten; dazu tritt spärlicher, rotbrauner Granat.

Der Glaukophan hat seine eigene Gestalt ganz verloren; er ist eng mit Chlorit verknüpft, so daß in ungeformten fetzigen Körnern der Glaukophan die Mitte einnimmt, der Rand aber aus Chlorit besteht. Diese Formenverhältnisse lassen einen genetischen Zusammenhang zwischen beiden Mineralien annehmen und möchte man vermuten, daß der Glaukophan aus Chlorit entstanden sei, weil die Gestalt des Ganzen (Glaukophankern + Chloritzone) die des letzteren Minerales ist. Manches spricht indessen doch auch wieder dagegen; der Glaukophan zeigt nämlich den Habitus eines sich zersetzenden Minerals; er ist ganz ausgeblaßt und besonders das Rötlichviolett der $\mathfrak{b}$-Richtung ist kaum mehr zu erkennen. Daneben gibt es (z. B. bei Fionnay) ganz ähnliche, nur etwas albitreichere C h l o r i t s c h i e f e r, in denen noch hie und da ein ganz hellblaues Glaukophanfetzchen zwischen den Chloriten erhalten ist, mit hellgelblichem Ton nach $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{a}$. Es findet also in diesen Gesteinen umgekehrt eine Umwandlung von Glaukophan in Chlorit statt. —

Merkwürdig ist, daß auf den mit Muskovit bekleideten Rutschflächen jener Chloritschiefer oft schön geformte, dunkelblaue Glaukophane kreuz und quer zerstreut liegen. — Das Strukturbild der massigen Chlorit-Epidot-Glaukophangesteine ist durch eine schlechte gestaltliche Entwicklung aller Komponenten gekennzeichnet: nur Titanit und Granat sind davon ausgenommen. Es ist daher nicht möglich, eine kristalloblastische Reihe aufzustellen; auch sind kataklastische Spuren, Verbiegungen am Chlorit, Brüche an Glaukophan und Epidot recht häufig. Es wurde von jeder Art der Gesteine dieser Gruppe eine Analyse ausgeführt:

Chlorit-Epidot-Glaukophangesteine

	2. etwas carbonathaltig* südöstlich von Lourtier	Molekular %	3. massig östlich der Brücke von Granges neuves	Molekular %
SiO_2	45.96	55.9	47.66	55.6
TiO_2	4.68		4.26	
Al_2O_3	12.77	8.5	12.12	7.9
Fe_2O_3	6.00	12.9	5.12	11.4
FeO	8.14		7.90	
CaO	5.99	7.2	7.55	8.9
MgO	4.87	8.2	6.06	9.9
K_2O	0.98	0.7	1.83	1.3
Na_2O	6.06	6.6	4.57	5.0
H_2O unter 100°	0.07	—	0.07	—
Glühverlust	3.42	—	3.24	—
CO_2	1.37			
Summe	100.31	100.0	100.38	100.0
	Spez. Gewicht 2.94		Spez. Gewicht 3.13.	

2.			3.		
s = 55.9			s = 55.6		
A = 7.3	a = 4.1	n = 9.0	A = 6.3	a = 3.5	n = 8.0
C = 1.2	c = 0.7	m = 8.0	C = 1.6	c = 0.9	m = 7.4
F = 27.1	f = 15.2	k = 0.76	F = 28.6	f = 15.6	k = 0.80

Typenformel: $s_{56}\ a_4\ c_1\ f_{15}$. Typenformel: $s_{55.5}\ a_{3.5}\ c_1\ f_{15.5}$.

* Nr. 253 der Sammlung von Prof. C. SCHMIDT, Basel.

Die beiden Analysen zeigen nicht mehr das charakteristische Kennzeichen von Sedimenten; ihre Verhältnisse scheinen vielmehr auf basische Eruptivgesteine hinzudeuten, die wegen ihres relativ hohen Alkaligehaltes der foyaitisch-theralithischen Reihe angehören dürften. Die Verrechnung und Projektion nach Osann bestätigt dies. Der Analysenort für Nr. 2 im Osann'schen Dreieck liegt entschieden im Felde der ϑ-Magmen. Das Gestein nähert sich am meisten den Nephelintephriten vom Typus Schichenberg mit der Formel: $s_{54.5}$ $a_{4.5}$ c_1 $f_{14.5}$. Es ist also wohl als ursprünglicher Nephelintephrittuff mit ganz geringfügiger karbonatischer Beimischung anzusprechen. — Auch Nr. 3 fällt ganz wie das vorige unter den Typus Schichenberg und sein Analysenort liegt nahe bei dem von Nr. 2. Seine gleichmäßige Gesteinsbeschaffenheit und seine intrusive Lagerung, sowie das Fehlen aller Anzeichen von sedimentärer Beimischung rechtfertigt die Annahme, daß in ihm das dem Tuff zugehörige metamorphosierte Effusivgestein vorliege.

3. Die Glaukophan-Muskovitschiefer (Fig. 3).

Es sind dünnschieferige, vielfach gefältelte Gesteine, in welchen unter allen Gemengteilen der Muskovit zur Vorherrschaft gelangt. Seine Lagen wechseln mit solchen eines schönen, tiefblauen Glaukophans, während die übrigen Gemengteile Chlorit, Epidot und Albit nur zwischengestreut sind. In manchen Stücken treten noch Quarzlagen ein, die in anderen fehlen. Die stengeligen Komponenten liegen streng parallel und haben sehr gestreckte, spießige Formen; dies gilt sogar für einen Teil des gewöhnlich ziemlich klobig geformten Epidotes, während ein anderer Teil mit dem Albit kleine Linsen bildet, die von Glimmer-Chlorit und Glaukophan umschmiegt werden. Der Albit ist in der Schieferungsebene ausgeschwänzt und von allen Seiten wachsen Glimmer in ihn hinein, so daß er ganz gezackte Ränder erhält; die Einschlüsse durchziehen ihn in der Schieferungsebene. Als neuer Komponent tritt bei manchen Glaukophanglimmerschiefern Turmalin hinzu, der

auch in Reihen angeordnet ist. Er zeigt schöne trigonale Querschnitte und hat O dunkelblaugrün, E hellbraun. Zuweilen ist noch spärliches Karbonat vorhanden, das durch seine Anreicherung wieder den Übergang in die erste Gruppe vermittelt.

Diese Gesteine sind schöne Beispiele typischer Kristallisationsschieferung, weil offenbar der Streß die Formengebung vieler Komponenten insofern beeinflußte, als sie in der Richtung des kleinsten Druckes ihre größte Erstreckung und zugleich ihre parallele Lage erhielten. In Stücken mit »Knettextur« zeigen selbst Glaukophane und Epidote leichte Biegungen ohne Bruch, während sie einer stärkeren Beanspruchung durch eine Reihe von Brüchen nachgaben. — Die kristalloblastische Reihe weicht nicht wesentlich von der früher aufgestellten ab und lautet: Titanit, Rutil—Turmalin—Glaukophan—Erz, Epidot—Muskovit, Chlorit—Quarz—Karbonat, Albit.

Die Analyse (4) eines Glaukophan-Muskovitschiefers von Lavintzie ergab:

		Molekular %
SiO_2	47.95	58.4
TiO_2	4.28	
Al_2O_3	14.10	9.5
Fe_2O_3	8.59	12.1
FeO	4.95	
CaO	4.38	5.4
MgO	4.24	7.2
K_2O	4.12	3.0
Na_2O	3.97	4.4
H_2O unter 100°	0.08	—
Glühverlust	3.29	—
Summe	99.95	100.0

Spez. Gewicht 2.95

Die Analyse läßt sich nach OSANN auf folgende Werte verrechnen:

$s = 58.4$

$A = 7.4$	$a = 4.6$	$n = 5.9$
$C = 2.1$	$c = 1.3$	$m = 8.5$
$F = 22.6$	$f = 14.1$	$k = 0.82$

Typenformel: $s_{58.5}\ a_{4.5}\ c_{1.5}\ f_{14}$.

Der Chemismus der Glaukophan-Muskovitschiefer weicht in bezug auf Säuregehalt und Menge an RO und R_2O_3 sehr wenig von dem der 2. Gruppe ab; auch die Summe der Alkalien ist nur wenig größer; aber infolge des im Gestein reichlich vorhandenen Muskovits überwiegt hier K_2O wenigstens

in Gewichtsprozenten das Na_2O. Der Analysenort (4) im OSANN'schen Dreieck fällt mit dem der Analyse 2 beinahe zusammen, da darin eben das Verhältnis der Alkalien (n) nicht zum Ausdruck kommt. Dies in Betracht gezogen, dürfte dem Gestein eher leucittephritischer Charakter zuzuschreiben sein. Es wird sich in den Glaukophan-Muskovitschiefern wieder um Tuffe eines solchen Magmas handeln, die zum Teil durch Karbonat verunreinigt sind.

Der schön dunkelblaue Glaukophan des Glaukophan-Muskovitschiefers von Lavintzie wurde zur Analyse isoliert. Nachdem das geschlemmte und gesiebte Gesteinspulver durch mehrere Fraktionen schwerer Flüssigkeiten geführt worden war, zeigte es sich, daß ein Teil des Epidots genau dieselbe Dichte besitzen muß, wie der Glaukophan; er war auch bei der sorgfältigsten Einstellung des Gewichtes der Flüssigkeiten nicht von diesem zu trennen. Darum mußten mit der Pinzette möglichst epidotfreie Splitterchen aus dem zertrümmerten Schiefer ausgesucht und unter dem Mikroskop nachgeprüft werden. Auf gleiche Größe gebracht und wieder mit THOULET'scher Lösung und Methylendijodid behandelt, lieferten sie brauchbares Analysenmaterial, das folgende Zusammensetzung ergab:

Glaukophan von Lavintzie

	Mittel	Umrechnung auf 100	berechnet
SiO_2	52.76	54.19	54.64
TiO_2	0.94		
Al_2O_3	6.80	6.88	6.78
Fe_2O_3	10.38	10.50	10.63
FeO	8.45	8.57	8.67
CaO	2.25	2.28	2.32
MgO	9.38	9.49	8.71
K_2O	1.11	8.09	8.25
Na_2O	7.20		
H_2O unter 100°	0.08	—	—
Glühverlust	0.44	—	—
Summe	99.79	100.00	100.00

Spez. Gewicht 3.155.

Aus der Analyse resultierte für den Glaukophan die Formel:

$$64\ Na_2Al_2Si_4O_{12}$$
$$64\ Na_2Fe_2Si_4O_{12}$$
$$\begin{cases} 40\ Ca(Mg, Fe)_3Si_4O_{12} \\ 51\ (Mg, Fe)_4Si_4O_{12} \end{cases}$$

aus deren Anwendung obenstehende prozentuale Werte berechnet wurden.

Das Verhältnis der Alkaliamphibol-Moleküle zur Summe der Aktinolith-Moleküle ist somit annähernd 2:2:3.

Von den übrigen in der Literatur vorhandenen Glaukophananalysen unterscheidet sich diese durch einen außergewöhnlich hohen Gehalt an Eisen, besonders an Fe_2O_3, die sich auch in dem hohen spezifischen Gewicht bemerkbar macht. Am meisten nähert sich der Chemismus dem des Crossits von Costa Hills, Berkeley (Kalifornien); aber die Auslöschungsschiefe des Glaukophans von Bagnetal erreicht nicht die des Crossits, welche von MURGOČI* auf (010) für $\mathfrak{b}:c$ mit 16° angegeben wird.

4. Der Glaukophangneiss (Fig. 4).

Er ist makroskopisch ein ziemlich helles, schuppigschiefriges Gestein, in welchem weiße, scheibenförmige Aggregate von Sandquarz und Albit mit rundlichen Flatschen eines feinblättrigen, silberglänzenden Muskovits abwechseln; besonders diese sind reichlich von dunkelblauen Glaukophansäulchen durchzogen. Schmutzig ölgrüne Stellen in den Muskovitaggregaten bezeichnen Beimischungen von Epidot und Chlorit. — Das Mikroskop bestätigt die Diagnose des Quarzes als Sandquarz, dessen Körner überdies stark undulös auslöschen. Auch der Albit ist manchmal in mehrere Stücke zerbrochen, oder besitzt einen schwachen randlichen Mörtelkranz; aber im allgemeinen ist doch sein früher beschriebener Habitus gut erhalten. Er ist wieder poikiloblastisch von Einschlüssen besonders an Quarz durchspickt; Muskovit wächst von außen in ihn hinein und zerteilt seinen Rand. Der Muskovit

* ROSENBUSCH, Mikroskop. Physiographie, 4. Aufl., I. Bd. 2. Hälfte, pg. 395.



erscheint sehr gequält, verbogen und zerrieben, viel weniger der Chlorit. Auch Epidot und Glaukophan sind in Stücke zerbrochen, ohne daß jedoch ihre ursprünglich vielfach gute, kristallographische Entwicklung verwischt worden wäre. Der Epidot hat in der Regel einen Kern von Orthit, mit deutlichem Pleochroismus von dunkelbraun nach hellbraun und einer Auslöschungsschiefe von 30° für $\mathfrak{a}:c$. Zu den gewöhnlichen Accessorien, Titanit und Magnetit (dieser in schönen Oktaedern) treten hier vereinzelt braunroter Granat und Turmalin von derselben Art, wie in den Glaukophan-Muskovitschiefern, auf.

Gegenüber den drei ersten Gruppen von Glaukophangesteinen fällt im Glaukophangneiß das starke Hervortreten von Zertrümmerungsphänomenen auf. Das Gestein stellt strukturell eine Mischung von kristalloblastischen und kataklastischen Formen dar: den mechanischen Einwirkungen konnte die Umkristallisation nicht genug tun; ummineralisierte Komponenten wurden nachträglich noch zerbrochen. Indessen blickt doch die folgende kristalloblastische Reihe deutlich durch: Titanit—Magnetit, Glaukophan—Turmalin, Granat—Epidot—Glimmer, Chlorit—Quarz—Albit. Durch Zurücktreten von Quarz-Albit geht der Glaukophangneiß in die Glaukophan-Epidot-Chloritgesteine über; durch Anreicherung von Muskovit in die Glaukophan-Muskovitschiefer. Die Analyse (5) des Glaukophangneißes von Fionnay ergab:

	Mittel	Molekular %
SiO_2	61.68	71.4
TiO_2	1.43	
Al_2O_3	17.28	11.6
Fe_2O_3	2.77	6.1
FeO	3.96	
CaO	0.91	1.1
MgO	1.90	3.3
K_2O	3.94	2.9
Na_2O	3.23	3.6
H_2O unter 100°	0.08	—
Glühverlust	3.00	—
Summe	100.18	100.0
Spez. Gewicht	2.83	

Die Berechnung nach Osann lieferte folgende Werte:

$s = 71.5$

$A = 6.5$	$a = 6.2$	$n = 5.5$
$C = 1.1$	$c = 1.0$	$m = 10$
$F = 13.4$	$f = 12.8$	$k = 1.31$

Typenformel: $s_{71.5}\ a_6\ c_1\ f_{13}$.

In den Analysenresultaten sind die Proportionen der Oxyde nicht die irgend eines Massengesteins: SiO_2 tritt zu reichlich auf neben der großen Menge RO und R_2O_3. Auch der Tonerdeüberschuß weist auf ursprüngliches Sediment hin. Trotzdem wurde, um dies schärfer hervortreten zu lassen, die Analyse nach OSANN verrechnet. Da bei der Projektion im Dreieck (5) nur die Posten a_6 c_1 f_{13} in Betracht kommen, fällt der Analysenort des Glaukophangneißes wieder in das Feld der theralithischen Magmen, in große Nähe der Punkte für Gesteine der 2. und 3. Gruppe; aber s und k sind viel zu hoch. — Doch liegt nach diesen Verhältnissen, sowie nach dem Vorhandensein von Übergangsgliedern zwischen Gneiß und den Tephritderivaten die Annahme nahe, daß es sich hier wieder, wie in der ersten Gruppe, um einen durch sedimentäre Beimengung verunreinigten tephritischen oder basanitischen Tuff handeln werde. Das Sediment müßte wegen des hohen SiO_2-Gehaltes und des Tonerdeüberschusses von sandig-toniger Art gewesen sein. Darum fehlt aber auch hier leider die stofflich sicher trennende Individualität im Sediment, wie sie in der ersten Gruppe durch CO_2 gegeben ist und läßt sich daher das prozentuale Verhältnis von Tuffen und sedimentärer Beimengung nicht herausrechnen.

Nach allem Vorstehenden geht durch die vier Arten der Glaukophangesteine des Val de Bagne ein gemeinsamer Zug, sowohl nach Mineralbestand und Struktur, als auch nach ihrem Chemismus. In hohem Maße ist ihnen die für die kristallinen Schiefer charakteristische geringere Abhängigkeit des Mineralbestandes vom Gesamtchemismus des Gesteins eigen, die sich in der Paragenesis verschiedener Komponenten offenbart: Freier Quarz erscheint trotz großer Basizität des Gesteins, Muskovit neben Gliedern der Amphibolgruppe. Der Mineralbestand ist der typomorphe der obersten Zone* mit Epidot, Chlorit, Glau-

* U. GRUBENMANN. Kristalline Schiefer, 1. Teil, Berlin 1904.

kophan, Muskovit, und Albit als einzigen Feldspat; dazu die »Durchläufer« Quarz, Calcit, Magnetit, Titanit und Rutil. Es ist der gleiche, der in den meisten bekannt gewordenen Glaukophangesteinen getroffen wurde. Dies gilt besonders vom Epidot, dann auch vom Chlorit und Muskovit, welche die beständigsten Begleiter des Glaukophans zu sein scheinen. Auch die Accessorien, vor allem Titanit, Rutil und Granat werden fast überall erwähnt. Neu hinzugekommen sind hier nur der Turmalin und Orthit.

Die kristalloblastische Struktur ist überall deutlich und variiert nur je nach dem Vorherrschen der körnigen, lamellaren oder stengeligen Komponenten. Durch Kataklase ist sie zuweilen mehr oder weniger beeinträchtigt, nie aber ganz verdeckt. Am augenfälligsten wird die strukturelle Ähnlichkeit aller Gruppen durch die schönen poikiloblastischen Erscheinungen, welche an den Albit geknüpft sind. Dieselben kehren auch in den mit den Glaukophangesteinen verbundenen Chloritschiefern von Fionnay wieder.

Der Chemismus der 2. und 3. Gruppe der Glaukophangesteine ist derjenige tephritischer oder basanitischer Eruptivgesteine. Derselbe blickt auch noch bei der 1. und 4. Gruppe durch, wo er nur durch Beimengung von Sedimenten beeinträchtigt ist.

Die Glaukophangesteine des Bagnetales sind demnach in nicht allzu großer Tiefe der Erdrinde unter Streß umkristallisierte Eruptivgesteine theralithischer Natur oder Tuffe derselben, welch letztere zum Teil mit sedimentärem Material von einerseits kalkiger, anderseits kieselig-toniger Natur mehr oder weniger vermischt waren.

Die meisten der bis jetzt untersuchten Glaukophangesteine wurden im Gegensatz hiezu genetisch von Gliedern der Gabbrogruppe abgeleitet. Um einen direkten Vergleich zu haben, wurde ein Teil der von Washington und Franchi (l. c.) gegebenen Analysen nach Osann verrechnet und dabei zeigte es sich, daß auch manche dieser Gesteine Annäherung an theralithischen Charakter aufweisen, indem bei ihnen $a > c$ ist, während den

typischen Gabbrogesteinen gerade umgekehrt kleines a und großes c eigentümlich ist. So hat der von WASHINGTON analysierte Epidot-Glaukophanschiefer von Roseburg (Oregon) die Typenformel: $s_{53.5}$ a_3 $c_{2.5}$ $f_{14.5}$, die sich nicht sehr weit vom Typus Vesuv I entfernt. Der Natronamphibolit von Comba Grande (FRANCHI l. c. Analyse III) ergibt s_{57} a_4 $c_{3.5}$ $f_{12.5}$, was etwa dem tephritischen Typus Eichberg entspricht. Der glaukophanführende Prasinit (FRANCHI Analyse V) mit der Typenformel s_{62} a_6 $c_{3.5}$ $f_{10.5}$ stimmt beinahe vollkommen mit dem Typus Kolmer Scheibe überein, dem ein Sodalihtephrit zugrunde liegt. — Aber ein großer Teil der von den genannten Autoren gegebenen Analysen hat entschieden Gabbrocharakter und unterscheidet sich in nichts von den Analysen der andern Gabbroderivate, besonders der Orthoamphibolite (Prasinite). Es entsteht daher die Frage, von welchen Faktoren es abhängen mag, ob aus der Metamorphose eines gegebenen Diabases ein Amphibolit hervorgehe, oder ein Glaukophangestein.

ROSENBUSCH (l.c.) zieht zu ihrer Lösung das Bildungsniveau des Gesteins herbei; WASHINGTON schließt aus der lokalen Verteilung der Glaukophangesteine auf lokal wirkende Ursachen physikalischer Art. FRANCHI glaubt, daß das Vorhandensein weniger und basischer Feldspate im Ausgangsgestein zur Glaukophanbildung führe. — In der Literatur sind nur wenige Beispiele bekannt geworden, bei welchen die Umwandlung eines Gabbrogesteins in einen Glaukophan direkt beobachtet werden kann. BONNEY* berichtet von einem Glaukophangabbro von der Riviera und LEPSIUS** beschreibt und analysiert einen Gabbro, in welchem der Pyroxen in Umwandlung zu Glaukophan und Hornblende begriffen ist.

Die Glaukophanbildung knüpft sich also, wie es fast selbstverständlich ist, an den augitischen Gemengteil. Darum liegt der Gedanke nahe, daß dieser wohl eine Beimengung des Jadëitmoleküles besessen haben wird und daß aus den Gabbrogesteinen dann Glaukophangesteine sich bilden, wenn

* BONNEY. Geol. Magaz. 1879, Dez., II. 6. 362.
** LEPSIUS. Geologie von Attika. Berlin 1893, pag. 101 u. 102.

ihr Pyroxen schon ursprünglich einen gewissen Gehalt an Natronaugit isomorph beigemischt enthält, dagegen Amphibolite, wenn dies nicht der Fall ist. Unterstützt wird diese Vermutung durch die Beobachtung, daß in sehr vielen, von Diabasen abgeleiteten Glaukophangesteinen das Verhältnis a:c relativ hoch ist. Ihre Projektionspunkte rücken dann gegen den theralithischen Bezirk hinaus und natronhaltige Augite sind in ihnen leichter möglich. So haben z. B. die beiden glaukophanführenden Gabbro von LEPSIUS (l. c.) a_3, c_4 und $a_{2.5}$, $c_{8.5}$. Als selbstverständliche Bedingung muß vorausgesetzt werden, daß die Umwandlung des natronhaltigen Augits innerhalb des Existenzgebietes des Glaukophans stattfindet, also in nicht allzu große Tiefe der Erdrinde fällt. In größerer Tiefe wird wahrscheinlich Feldspat-Uralitisierung an ihre Stelle treten. Der Vorgang der Glaukophanbildung kann durch folgende Gleichung veranschaulicht werden:

Na-haltiger Augit + Wasser = Glaukophan + Chlorit + Quarz.

$$\left\{\begin{array}{l} 6\,MgSiO_3 \\ 2\,CaSiO_3 \\ MgAl_2SiO_6 \\ 2\,NaAlSi_2O_6 \end{array}\right\} + 4\,H_2O = \left\{\begin{array}{l} Mg_2Ca_2Si_4O_{12} \\ Na_2Al_2Si_4O_{12} \end{array}\right\} + \left\{\begin{array}{l} Si_2O_9Mg_3H_4 \\ SiO_9Al_2Mg_2H_4 \end{array}\right\} + 2\,SiO_2.$$

Die **Projektion** der im Vorhergehenden behandelten **Glaukophangesteine** im OSANN'schen **Dreieck** gestaltet sich in Verbindung mit den im Nachstehenden noch angefügten zwei Erratica wie folgt: (vgl. pg. 20).

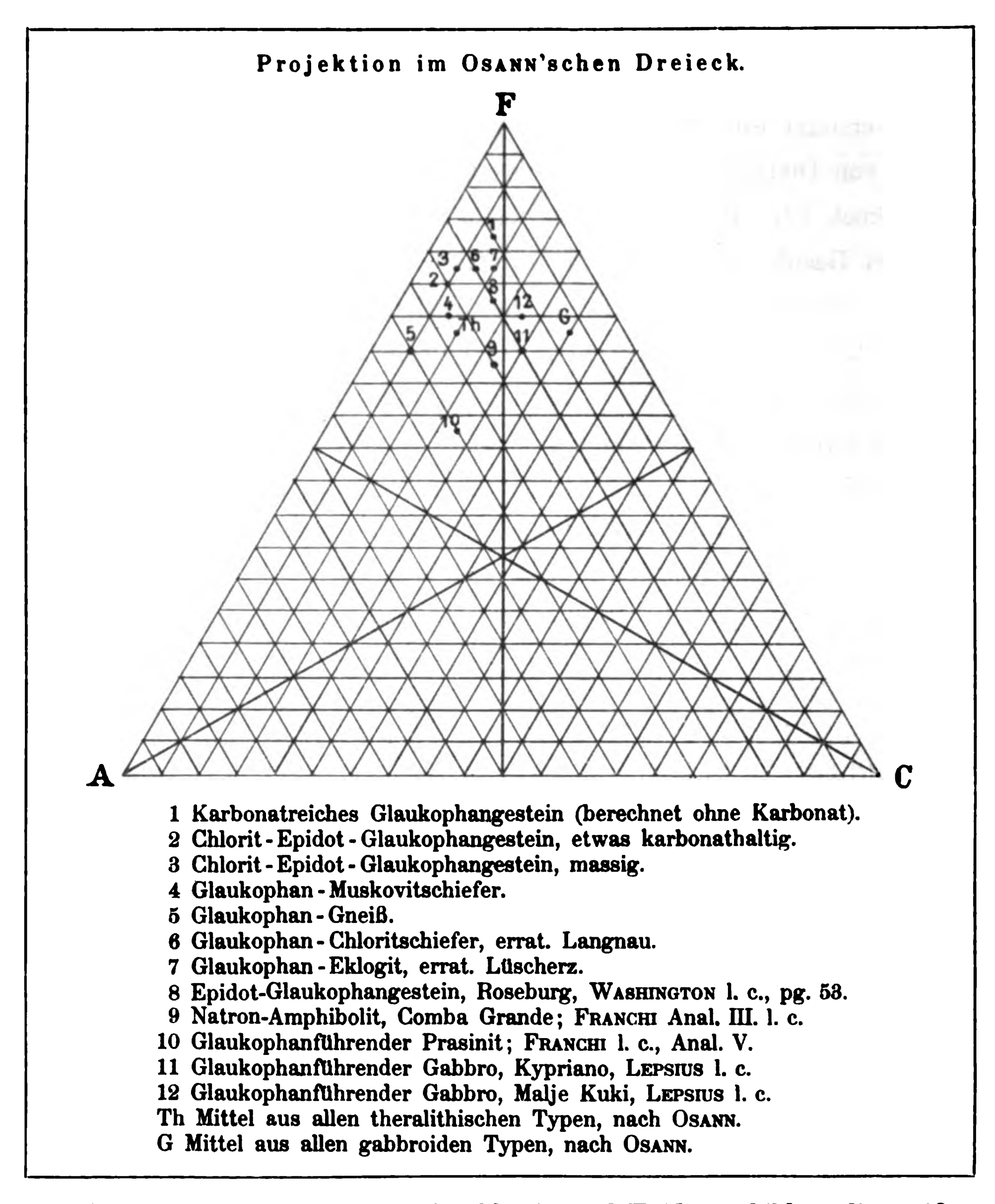
B. Erratica aus dem Kanton Bern.

1. Der Glaukophan-Chloritschiefer von Langnau.*

Dieser Glaukophan-Chloritschiefer ist ein feinkörniges, dunkelblaugrünes, weiß gesprenkeltes, fast massiges Gestein, das den Chloritschiefern von Fionnay (siehe pag. 9) genau gleicht. — Auch mikroskopisch ist die Ähnlichkeit eine fast vollkommene. Die grünen Stellen des Gesteins sind

---

* Probe, aufbewahrt im naturhistorischen Museum der Stadt Bern.



1 Karbonatreiches Glaukophangestein (berechnet ohne Karbonat).
2 Chlorit-Epidot-Glaukophangestein, etwas karbonathaltig.
3 Chlorit-Epidot-Glaukophangestein, massig.
4 Glaukophan-Muskovitschiefer.
5 Glaukophan-Gneiß.
6 Glaukophan-Chloritschiefer, errat. Langnau.
7 Glaukophan-Eklogit, errat. Lüscherz.
8 Epidot-Glaukophangestein, Roseburg, Washington l. c., pg. 53.
9 Natron-Amphibolit, Comba Grande; Franchi Anal. III. l. c.
10 Glaukophanführender Prasinit; Franchi l. c., Anal. V.
11 Glaukophanführender Gabbro, Kypriano, Lepsius l. c.
12 Glaukophanführender Gabbro, Malje Kuki, Lepsius l. c.
Th Mittel aus allen theralithischen Typen, nach Osann.
G Mittel aus allen gabbroiden Typen, nach Osann.

von Chlorit, Glaukophan, etwas Strahlstein und Epidot gebildet; die weißen Flecken rühren von poikiloblastisch von allen übrigen Gemengteilen durchspicktem Albit her. Ebenso häufig wie dort, ist schöner Titanit und auch etwas Muskovit vorhanden. Unterscheidend ist nur das reichlichere Auf-

treten von Glaukophan, der in den Chloritschiefern von Fionnay nur in spärlichen Resten erscheint. Für die gestaltliche und strukturelle Ausbildung der Komponenten müßte alles das wiederholt werden, was über die Glaukophangesteine des Bagnetales gesagt wurde. Der Glaukophan ist ganz blaßblau mit verschwindendem Violett in der b-Richtung. Er ist randlich von Chlorit umhüllt, in welchen er offenbar übergeht; auch seine Verknüpfung mit Strahlstein ist eine sehr innige. In einem und demselben Säulchen kann die eine Hälfte aus bläulichem Glaukophan, die andere aus bläulichgrünem Amphibol bestehen; die Auslöschungsschiefe des Glaukophans ist $c:\mathfrak{c} = 5^0$, die des Strahlsteins 15^0 auf (010). Die Doppelbrechung beträgt bei beiden 0,020 für $(\gamma - \alpha)$.

Die Analyse (6) des Gesteins ergab folgende Werte:

Glaukophan-Chloritschiefer von Langnau (Emmenthal).

	Mittel	Molekular %
SiO_2	46.25	53.2
TiO_2	3.52	
Al_2O_3	12.72	8.2
Fe_2O_3	4.30	11.8
FeO	9.04	
CaO	6.59	7.7
MgO	8.42	13.7
K_2O	0.86	0.6
Na_2O	4.58	4.8
H_2O unter 100^0	0.14	—
Glühverlust	3.56	—
Summe	99.98	100.0
Spez. Gewicht	3.06	

Durch Berechnung nach Osann resultierten:

$s = 53.2$

$A = 5.4$	$a = 2.8$	$n = 8.9$
$C = 2.8$	$c = 1.5$	$m = 8.4$
$F = 30.4$	$f = 15.7$	$k = 0.78$

Die Typenformel ist also:

$s_{53}\ a_3\ c_{1.5}\ f_{15.5}$.

Die chemische Übereinstimmung mit den Glaukophangesteinen der zweiten Gruppe des Bagnetales ist eine sehr weitgehende, wie aus der Gesteinsformel ersichtlich. Sie entspricht dem nephelinbasanitischen Typus Rosengärtchen. Der Projektionspunkt fällt in die größte Nähe der Orte für die Glaukophangesteine des Bagnetales.

2. Der Glaukophan-Eklogit von Lüschers (Fig. 5).*

Dieses Gestein ist mineralogisch ganz anders geartet als alle vorhergehenden. In einem bläulichgrünen, feinfaserigen Grundgewebe liegen dunkelbraunrote Granaten einsprenglingsartig zerstreut. — Das Mikroskop enthüllt dieses Grundgewebe als inniges Gemenge eines leuchtend grünen Augites mit dunkelblaugrüner Hornblende, blauem Glaukophan und sehr wenig Quarz. Der Augit, nach seiner Farbe ein Omphacit, hat eine Auslöschungsschiefe für c : c auf (010) von 45° und eine Doppelbrechung $(\gamma - \alpha) = 0{,}022$. Sein Pleochroismus zeigt c und b smaragdgrün, a gelblichgrün; die Absorption ist kaum verschieden in den drei Richtungen. Er bildet ohne Zweifel das Ausgangsmaterial für die beiden Amphibole; denn er geht randlich, und auch von Sprüngen und Löchern in der Mitte aus, in gefaserte grüne Hornblende über. Innerhalb dieses feinen Hornblendegewebes, das hie und da auch ein größeres Korn aufweist, liegen die meist größeren Glaukophanindividuen, die fast immer einen Rand von grüner Hornblende besitzen. Oft sind sie nicht scharf von der Hornblende getrennt; ein und dasselbe Individuum zeigt wolkige, blaßgrüne Flecken und manche Körner nehmen ihrer Farbe nach eine Mittelstellung ein zwischen dem Blau des Glaukophans und dem Grün der Hornblende. Pleochroismus und Auslöschungsschiefe des ersten sind die gewöhnlichen: die Doppelbrechung $(\gamma - \alpha) = 0{,}020$. Die Hornblende hat eine Auslöschungsschiefe von 21° für c : c auf (010). Die Doppelbrechung $(\gamma - \alpha)$ beträgt 0,017, und die Absorption ist $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$; der Pleochroismus c blaugrün, b grün, a grünlichgelb. — Sowohl die beiden Hornblenden, als auch der Omphacit, siedeln sich auch in Rissen des Granates an. Die Art des Auftretens und die Entwicklung der grünen Hornblende aus dem Augit bieten genau das Bild der Feldspaturalitisierung dar, wie es an den meisten Eklogiten beobachtet wird. Doch liegt die Ähnlichkeit hier nur in der Form; denn die

* Großer Block, aufbewahrt im naturhistorischen Museum der Stadt Bern. Orientierungstafel Nr. 22.

wasserklare Zwischenmasse, welche die Räume zwischen den Hornblendefasern ausfüllt, ist nicht ein Feldspat, sondern konnte wiederholt im konvergenten Lichte als Quarz nachgewiesen werden. Zu diesem einfachen Mineralbestand tritt noch sehr reichlicher Rutil, dessen Säulchen gewöhnlich zu gebogenen Reihen aggregiert sind, die wieder von viel Magnetit umhüllt werden.

Die Struktur des Gesteins ist porphyroblastisch, mit teils diablastischem, teils granoblastischem Grundgewebe; alle Komponenten sind gelegentlich zerbrochen, oder zeigen wandernde Schatten, wie dies bei den Eklogiten die Regel ist. Die kristalloblastische Reihe lautet: Rutil—Granat, Erz—Omphacit—Glaukophan—Hornblende—Quarz. — Die Analyse (7) ergab:

Glaukophan-Eklogit von Lüscherz am Bielersee.

	Mittel	Molekular %
SiO_2	44.31	54.3
TiO_2	6.38	
Al_2O_3	12.68	8.4
Fe_2O_3	9.83	15.5
FeO	8.72	
CaO	9.54	11.5
MgO	3.42	5.8
K_2O	0.82	0.6
Na_2O	3.60	3.9
H_2O unter 110°	0.02	—
Glühverlust	0.94	—
Summe	100.26	100.0
Spez. Gewicht	3.46	

Die Berechnung nach Osann lieferte die Werte:

s = 54.3		
A = 4.5	a = 2.4	n = 8.7
C = 3.9	c = 2.1	m = 6.9
F = 28.9	f = 15.5	k = 0.85

Daraus die Typenformel:

s_{54} $a_{2.5}$ c_2 $f_{15.5}$.

Gegenüber den Analysen der Glaukophangesteine des Bagnetales hat hier die Summe der Alkalien etwas abgenommen und nähert sich darum mehr den Gabbromagmen; indessen zeigt die Typenformel doch so große Annäherung an die Verhältnisse des Gesteins von Langnau, daß eine große chemische Verwandtschaft unverkennbar ist. Sie stimmt am besten mit demselben Typus des Nephelinbasanites vom Rosengärtchen überein.

Auch der Ort 7 im Osann'schen Dreieck fällt mit dem 6 des Glaukophan-Chloritschiefers von Langnau nahe zusammen. Leider bleibt die Herkunft dieses Glaukophan-Eklogits unsicher, da im Bagnetal solche Gesteine nicht gefunden werden und die in der Literatur vorhandenen Beschreibungen der Glaukophangesteine von Zermatt und vom Allalingebiet eine Identifizierung nicht ermöglichen.

Erklärung der Tafel.

Fig. 1. Karbonatreiches Glaukophangestein, südöstlich Lourtier. In der farblosen granoblastischen Calcitmasse des Gesteins liegen Glaukophankristalle [mit (110) und (010)], Epidotsäulchen, Titanite und Magnetite eingestreut.

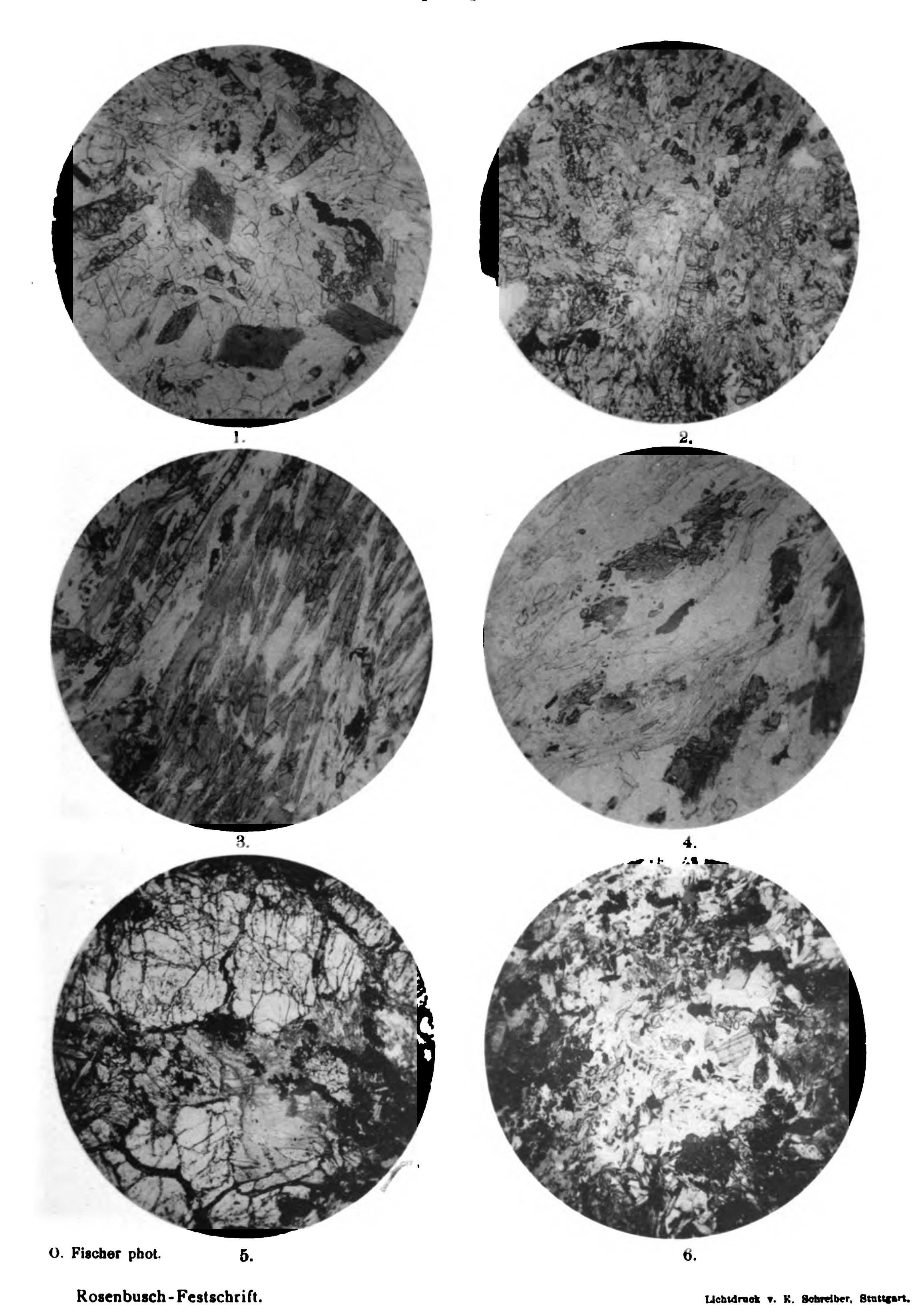
Fig. 2. Chlorit-Epidot-Glaukophangestein, (massig), Granges neuves. Das Gesteinsgewebe besteht hauptsächlich aus xenoblastischem Glaukophan, der von Chlorit umrandet ist. Epidot und reichlicher Titanit treten durch höheres Relief hervor.

Fig. 3. Glaukophan-Muskovitschiefer, Lavintzie. Der langsäulige, quergegliederte, parallel liegende (Kristallisationsschieferung) Glaukophan läßt Streifen von farblosem Muskovit zwischen sich erkennen.

Fig. 4. Glaukophan-Gneiß, Fionnay. Die aus Quarz und Albit bestehende Hauptmasse des Gesteins wird von Muskovitflantschen durchzogen. Kataklastischer Glaukophan und Epidot, sowie Chlorit und etwas Erz bilden den dunklen Bestand.

Fig. 5. Glaukophan-Eklogit, Lüscherz. Zwischen den großen, zerklüfteten Granaten liegen Omphacit, grüne Hornblende und Glaukophan innig vermengt; Erz mit Rutilzentrum erscheint in gebogenen Zügen.

Fig. 6. Poikiloblastische Struktur. Große, von Einschlüssen durchspickte Albite bilden ein scheinbares Grundgewebe, in welchem alle andern Gesteinskomponenten einsprenglingsartig hervortreten. Chlorit-Epidot-Glaukophangestein, Granges neuves (polarisiertes Licht).



1. 2. 3. 4. 5. 6.

O. Fischer phot.

Lichtdruck v. E. Schreiber, Stuttgart.

On two new occurrences of the "Cortlandt Series" of rocks within the State of Connecticut.

By William Herbert Hobbs,
University of Wisconsin, Madison, Wisconsin U.S.A.

(With 1 plate and 3 textfigures).

It is now nearly twenty years since George Huntington Williams, that master investigator and teacher, began in the American Journal of Science the publication of his series of papers treating of the rocks of the "Cortlandt Series".* Originally described by Dana as a sedimentary series, Williams showed that from considerations of rock composition, texture, and inclusions; and from the evidence afforded by reaction with the surrounding country rock, the series could be regarded only as an intrusive igneous mass of very unusual character. With the prevailing rock type a norite, the massif presented on the one hand facies of gabbro, diorite, and alkali granite; and on the other picrite, cortlandtite, and pyroxenite. Excepting those rock types which are exceptionally rich in alkali, almost the entire gamut of rock types

* Peridotites of the "Cortlandt Series" on the Hudson River, near Peekskill, New York. Am. Journ. Sci., 3rd Ser., Vol. 31, 1886, pp. 26—41. Norites of the "Cortlandt Series", etc., ibid. Vol. 33, 1887, pp. 135—144. The gabbros and diorites of the "Cortlandt Series", etc., ibid. Vol. 35, 1888, pp. 438—448. The contact metamorphism produced in the adjoining mica shists and limestone by the massive rocks of the "Cortlandt Series", etc. ibid. Vol. 36, 1888, pp. 254—259. Pl. 6.



with granitic texture was run; and this within an area of about twenty-five square miles.

Of the great family types mentioned nearly all subordinate members were collected and described, and to connect those families numerous gradational members were also discovered. This series of papers was therefore of very special interest as indicating to what extent magmatic differentiation might go, and the district is probably today the most noteworthy example of such differentiation. In the same year Kemp described the Rosetown extension of the "Cortlandt Series" to the west of, but in the immediate vicinity of Peekskill.* The noteworthy difference between the Cortlandt and the Rosetown series lay in the entire absence of hypersthene from the latter. It is the rarity of this rock constituent within the larger geological province, which gives to the original "Cortlandt Series" its individuality and which has prevented entirely satisfactory correlation with any other areas.

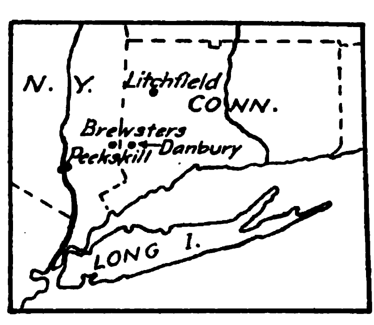


Fig. 1.

In the year 1898 and subsequently, while engaged in mapping the crystalline upland of Western Connecticut, the author discovered two occurrences of massive rocks which bear noteworthy resemblance to the original "Cortlandt Series" of Williams, both as regards the mineralogical constituient of the prevailing type, and also the elaborate magmatic differentiation which characterizes each area regarded as a unit. The more important of the two localities is that surrounding Prospect Hill in the township of Litchfield, in Litchfield County, Connecticut, about five miles west of the village of Litchfield. The locality is easily reached from New York City by the Litchfield branch of the New York, New Haven, and Hartford Railroad, the nearest

* Kemp, J. F. On the Rosetown extension of the "Cortlandt Series". Am. Jour. Sci., 3rd Ser. Vol. 36, 1888, pp. 247—253.

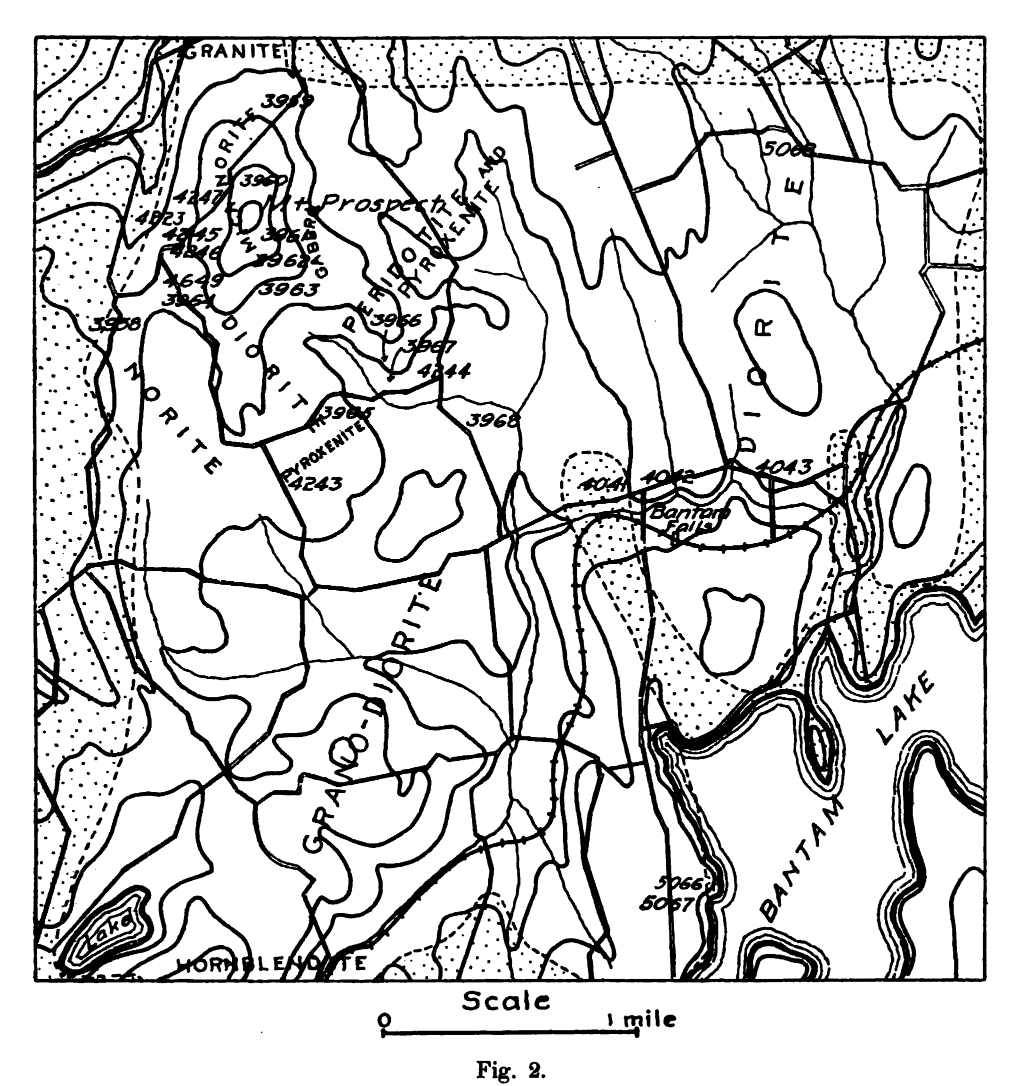


Fig. 2.

Sketch map of the area of intrusive rocks of Prospect Hill, near Litchfield, Connecticut.

station to Prospect Hill being that of Bantam Falls. The other locality where rocks of this character have been observed is within a long and narrow strip extending north-northwesterly from the city of Danbury, Connecticut to, and some two miles beyond, the village of New Fairfield, a distance of something more than six miles. These two areas of "Cortlandt"

rocks make to the original series upon the Hudson River a northeasterly extension, as will be seen from Fig. 1.

The larger and more interesting of the two areas is that of Prospect Hill near the village of Litchfield, and it will therefore be given a more careful description.

Prospect Hill Area.

This area of intrusive rocks covers about forty square miles with most of the types represented included within an area two miles square and situated south of the summit of the hill (see Fig. 2).

The rocks in which the igneous mass of Prospect Hill is included are highly metamorphosed gneisses, quartzite, and shists of pre-Cambrian and Paleozoic age, the shists representing the highest member and corresponding in age to the slates of the Hudson River. These rocks with the exception of the pre-Cambrian gneisses are altered sediments, and together with them have been complexly folded until they now dip at high angles in folds which are generally overturned. The contacts between the formations appear seldom to be of the normal type owing to the fact that a mosaic of block faults has been superimposed upon the earlier fold structures.* On the northwestern boundary of the intrusive mass bordering the more acid portions there are numerous pegmatite veins. Inasmuch as the intrusive mass is here bordered by the latest of the Paleozoic sediments, there seems good reason to believe that the age of the igneous intrusions was later that the Hudson River, or is post-Ordovician.

Whereas the rocks of the original "Cortlandt Series" are associated with deposits of magnetite and emery, those of the Litchfield and New Fairfield occurrences include considerable percentages of pyrrhotite and chalcopyrite,

* Hobbs, W. H. The Newark system of the Pomperaug Valley, Connecticut. 21st Am. Rept. U. S. Geol. Surv., 1899—1900, Pt. III, 1901, pp. 162, Pls. 1—17. See also, The geological structure of southwestern New England region. Am. Journ. Sci., 3rd. Ser., Vol. 15, 1903, pp. 437—446. Also, Lineaments of the Atlantic border region. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 15, 1904, pp. 483—506. Pls. 45—47.

and these have been exploited in numerous places in prospect holes locally known as "nickel mines". Some attempt has even been made to smelt the ore in local furnaces. Analyses of the more basic of the rocks indicate the presence of nickel.

Petrographic description of rock types.

Gabbroitic Types.

Specimen 3962. Mica Hornblende Gabbro. (II 5432*). This type of massive rock occurs a short distance south of the summit of Prospect Hill near Litchfield. It is a very feldspathic rock of a yellowish gray color. Under the microscope determinations by Michel-Lévy's method show the feldspar to be a labradorite, very fresh and finely striated. The non-feldspathic constituent is mainly a nearly colorless augite or diallage with some biotite and brown hornblende. Accessory to these minerals are a few scattered grains of olivine and apatite. The texture of the rock is the normal granitic. The labradorite is much faulted and shows with great perfection the well known strain phenomena. This and the peculiar dust-like inclusions which have been so fully described by Williams from the "Cortlandt Series"**, distinctly ally this type with that of the Hudson occurrence. The very abundant pyroxenic constituent is a colorless or faint pink variety possessing notable pleochroism and was at first suspected to be hypersthene. Its high polarisation colors, and large extinction angles, however, determine it to be of the monoclinic variety. The parting parallel to the ortho-pinacoid is of variable but often considerable perfection. In many instances this pyroxene

---

* In the quantitative Classification of Messrs. Cross, Iddings, Pirsson and Washington the class is here given by the Roman numeral standing first, the order, rang and sub-rang by the three next succeedings Arabic numerals in their order, sub-classes or sub-orders, or subsections are indicated by superior figures in their proper places. The grad, if given follows after the rang as a full Arabic numeral.

** l. c. Vol. 33, p. 141.

occurs intimately intergrown with brown hornblende so that the two minerals have like orientation. The incipient alteration to uralite can be made out, but like nearly every rock from the area a most remarkable freshness is characteristic.

An analysis of the rock by W. F. Hillebrand follows:

SiO_2	50.46	.841
Al_2O_3	19.65	.193
Fe_2O_3	1.66	.010
FeO	5.15	.071
MgO	5.31	.133
CaO	9.66	.172
Na_2O	3.15	.050
K_2O	1.57	.017
H_2O-	.74	
H_2O+	1.14	
TiO_2	1.18	.015
ZrO_2	Tr?	
CO_2	None	
P_2O_5	.18	.001
S	Tr?	
MnO	.15	.002
BaO	.09	
SrO	.03	
Li_2O	.Tr?	
Cu	Tr?	
	100.12	

The norm of this rock is thus expressed: or 9.5; ab 26; an 35; di 9.7; hy 7.2; ol 5.4; mt 2.3; il 2.4; ap .3. The composition is graphically expressed in the annexed plate.

Specimen 4246. Basic Hypersthene Gabbro. (IV^1, 1^1, $1^2 2$). This rock occurs as enclosures in a fine diorite on the road west of the summit of Prospect Hill. The average grain of the rock is from 1/16 to 1/8 of an inch across and the constituents are a pyroxene and, subordinate to it, a

basic feldspar. Under the microscope the feldspar is determined as a basic labradorite, while the pyroxene is found to consist of about equal proportions of hypersthene and diallage. A less important constituent is biotite. The hypersthene is in general easily to be distinguished from the diallage by its pleochroism, low gray polarisation color, and parallel or nearly parallel extinction. The approximate composition of the rock as determined by measurement of the quantities of its constituents by the method of Cross, Iddings, Pirsson and Washington* shows it to correspond to $(IV^1 1^1 1^2 2)$. By the Brögger method of representation is chemical caracteristics are set forth in Fig. 4. The norm is thus expressed: or 3.3; ab 5.2; an 6.9; di 62.4; hy 9.6; ol 4.3; mt 3.9; il .6.**

Noritic Type.

Specimen 3967a. Hornblende Mica Diallage Norite. $(VI^1 1^1 1^2 4)$. This specimen if from Buck's nickel mine on the southeast flank of Prospect Hill. It is a mottled gray rock with average grain about 1/16 of an inch across. The essential constituents are a very fresh and acid labradorite with fine twinning; a strongly pleochroic hypersthene whose crystals are usually encircled by a brownish-green hornblende; a somewhat smaller amount of diallage; and subordinate pyrite. The amount of labradorite is relatively large and the order of importance of the non-feldspathic constituents is hypersthene, diallage, hornblende, pyrrhotite. The hornblende which surrounds the hypersthene is not secondary to it but an original crystallization from the magma. Magnetite occurs in scattered grains, and is often aggregated within the brown hornblende.

---

* Quantitative classification of the Igneous Rocks, Chicago 1903.

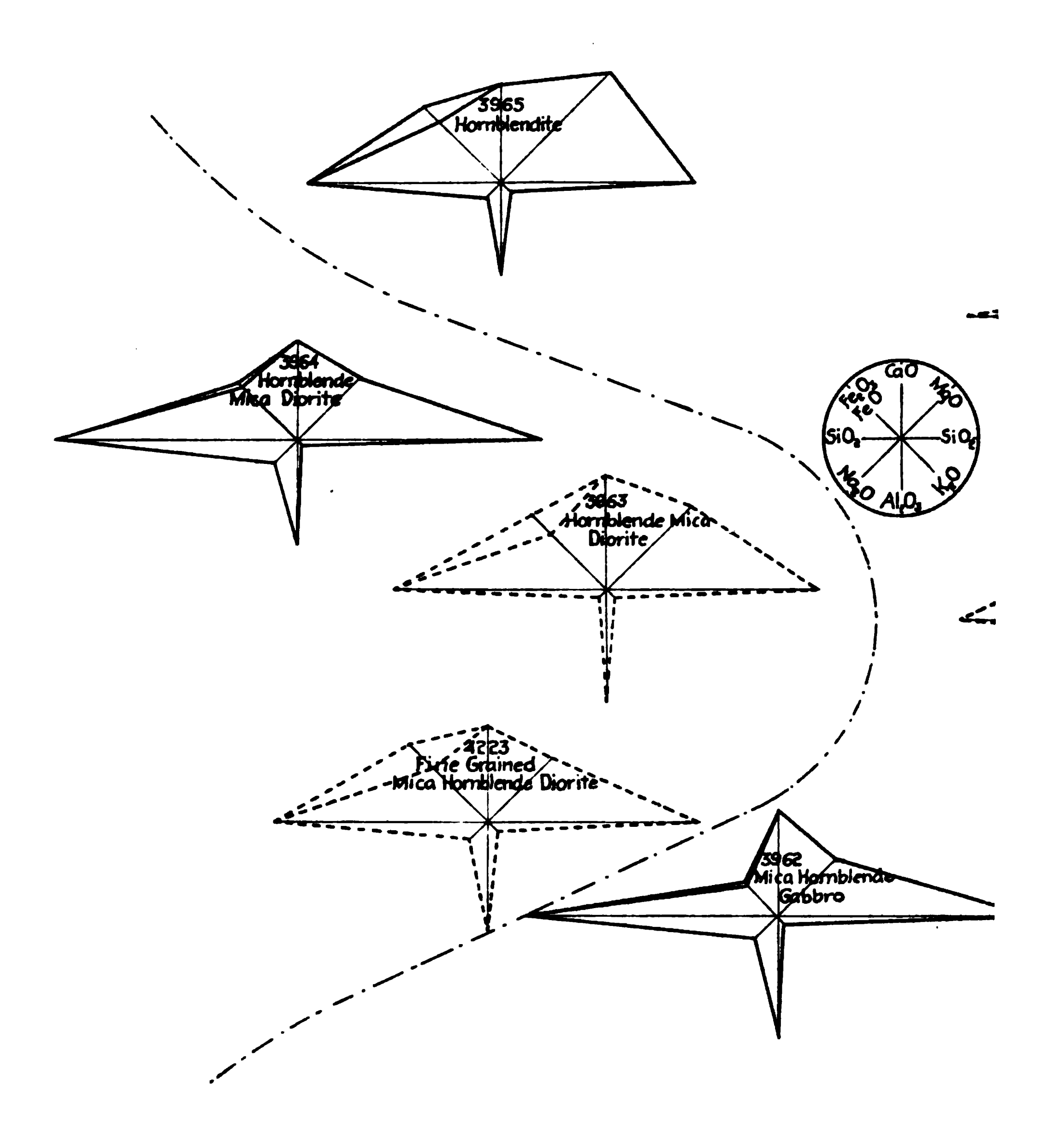
** The greatest difficulty in applying this method to rocks which by texture are adaptet to its use, lies in the small number of analysis of rock making minerals which have been compiled. Should an adequate list of analyses of rock constituents be printed in parallel columns with the total analyses of the rock in which they are found, the accuracy of the method could be much increased.

An analysis of this rock by Hillebrand follows:

SiO_2	49.28	.821
Al_2O_3	15.76	.155
Fe_2O_3	1.86	.012
FeO	6.94	.096
MgO	8.21	.205
CaO	10.51	.188
Na_2O	2.58	.041
K_2O	.76	.008
H_2O-	.47	
H_2O+	1.10	
TiO_2	.87	.010
ZrO_2	Tr?	
CO_2	.36	.008
P_2O_5	.11	.001
SO_3	None	
Cl	Not looked for.	
F	" " "	
S	(57)	
Cr_2O_3	.03	
NiO	.09	
MnO	.20	.003
BaO	Tr?	
SrO	None	
Li_2O	None	
FeS_2	.99	
CuFeS	.13 (.045% Cu)	
V_2O_3	Probably a little.	
	100.25	

The norm of this rock is calculated as or 4.4; ab 21.5; an 29.5; di 13.7; hy 18.0; ol 4.4; mt 2.8; il 1.5; ap .3; py 1.0; etc .7.

Specimen 4245. Norite. (III 5432 "Auvergnose".) This specimen is from the Grannis Nickel Mine on the western flank of Prospect Hill. It is essentially a pure norite composed of andesine and hypersthene with


3965
Hornblendite
3964
Hornblende
Mica Diorite
3963
Hornblende Mica
Diorite
4223
Fine Grained
Mica Hornblende Diorite
3962
Mica Hornblende
Gabbro
CaO
MgO
SiO2
SiO2
Na2O
Al2O3
K2O

entirely accessory pyrite, hornblende, biotite, and ilmenite. The constituents are present in the proportions; Andesine 44.13 percent, Hypersthene 38.2 percent, Hornblende 9.26 percent, biotite 2.9 percent, ilmenite 5.44 percent, and pyrrhotite .01 percent. The andesine is beautifully twinned according to the albite and pericline laws, and further nearly always according to the Carlsbad law. The rock is remarkably fresh but includes within the feldspar the characteristic dust-like inclusions. The hypersthene is strongly pleochroic and has the brown oriented inclusions which are characteristic of this mineral.

The approximate composition of the rock as determined from measurements made upon its constituents is shown by the Brögger diagram contained in Fig. 4 and by the formula III 5432 in the quantitative classification. The approximate norm is or 1.1; ab 17.8; an 26.7; di 7.1; hy 30.5; ol 7.0; mt .7; il 8.3.

Specimen 4244a. Coarse Grained Basic Norite. ($IV^1 1^2 1^2 2$.) This specimen is from Buck's Nickel Mine, and is composed almost entirely of bytownite and hypersthene. The feldspar is practically unaltered and twinned often according to albite and pericline laws. Within the symmetrical zone extinction angles of albite twins were measured as high as 35°. The strongly pleochroic hypersthene has suffered incipient alteration to uralite. Accessory constituents are pyrite, biotite, and greenish-brown hornblende. A little apatite is scattered through the slide, and the ore material, which is both pyrrhotite and chalcopyrite, varies greatly in amount. Masses of these minerals as large as the fist may be collected at the dumps. The hypersthene is in all cases idiomorphic so that the bytownite fills in the spaces which separate the hypersthene individuals.

The approximate composition of this rock is given by the diagram in Fig. 4 on the basis ot measurement of the proportions of its constituents. Its formula in the quantitative classication is $IV 1^2 1^2 2$ and its approximate norm or 2.2; ab 3.7; an 20.6; di 12.6; hy 49.8; ol 9.8; mt .5; il .2; py 1.9. Except for the interchange of the constituents diopside and hypersthene in

the norm it stands close to the olivine gabbro described by Williams from Orange-Grove, Maryland.

Specimen 4244c. Coarse Grained Hornblende Norite. This rock differs from the last described in containing brown hornblende in amount nearly equal to the hypersthene, and in having much less feldspar. The hypersthene is the older of the two non-feldspathic constituents, and because of the relatively small size of its individuals produces a lustre-mottled effect with the hornblende. The ore material in the hornblende, whether ilmenite or magnetite, takes the form of stout rods which are arranged in two rectangular sets, bisecting each other's angles and so oriented that one of the series of bands is parallel to the vertical cleavage cracks of the hornblende. The bytownite individuals are filled with the fine dust-like inclusions. Calcite in small isolated areas is present.

Olivine Hypersthene Gabbro Type.

Specimen 4244b. Olivine Hypersthene Gabbro. ($IV 2^2 1^2 2.$) This rock is found at Buck's Nickel Mine on the southeast slope of the hill. It has an average grain 1/8 inch in diameter and is very feldspathic. The feldspar is a labradorite which is twinned according to both the common laws and is much bent and strained. What is a somewhat exceptional characteristic for this area is an incipient alteration of this feldspar to calcite. A fresh olivine in irregular rounded grains is very abundant, and is clearly the oldest constituent; since hypersthene, diallage, and later green hornblende have crystallized around it. The labradorite was the last of all to separate from the magma and occupies the irregular spaces which have been left by the other constituents. Thus in going out from an olivine core we pass in order over hypersthene and diallage and then green hornblende to labradorite. Owing to the relative abundance of the labradorite, its several areas are often connected and show like orientation. In the hand specimen single cleavage surfaces of the labradorite give the same reflection

over areas nearly an inch across, and the included ferro-magnesium minerals give a "lustre-mottle" in every way analogous to that of cortlandtite. The olivine of the rock includes nearly all of the very abundant ilmenite and shows an arrangement of it like that of quartz in micro-pegmatite. A few narrow veins of pyrrhotite also cross the slide so as to cut all the rock constituents. These constituents are present in the following proportions:

Labradorite	21.6 %
Diallage	23.4 %
Olivine	18.1 %
Hypersthene	20.4 %
Green hornblende . .	10.5 %
Pyrrhotite	2 %
Ilmenite	4 %

The approximate composition may therefore be assumed to be expressed by the formula $IV\,2^2 1^2 2$ as well as by the diagram 4244b in Fig. 4. The approximate norm is or .6; ab 12.1; an 12.8; di 23.4; hy 18.9; ol 17.1; mt 3.7; il 6.4; py 2.9.

Dioritic Types.

Specimen 3959. Hypersthene Diorite. (II^1 5311.) This specimen was collected on the road near the north base of Prospect Hill. It is a massive rock of average grain 1/8 of an inch or more across. The rock is composed almost wholly of andesine, biotite, and hypersthene, the volume proportions of which as determined by measurement are:

Andesine . . .	41.50 %
Biotite	49.49 %
Hypersthene . .	8.34 %
Apatite	.66 %

The andesine of this rock is of exceptional interest because of its occurrence in large grains which are broken up into a coarse mosaic, the

individual fragments of which have slightly differing orientation particularly well brought out by the twinning lamellae. Along the fissure planes which separate the parts in the mosaic, biotite has been developed so as to form irregular bands, and this material is without difficulty distinguished from the biotite which is an original crystallization from the magma. The dust-like inclusions so common in the feldspar of this eruptive mass, under high powers of the microscope are seen to be largely colorless rods which are oriented mainly in two or three directions, two of which seem to correspond to the cleavage directions. The hypersthene is in amount distinctly subordinate to the biotite and is easily identified by strong pleochroism, low bi-refringence, and generally parallel extinctions. Apatite is an important accessory mineral.

The approximate composition of the rock as determined by measurement of the constituents is represented by the formula II^1 5311 of the quantitative classification and by the Brögger diagram having this number in Fig. 4. The approximate norm is or 37.3; an 24.8; ne .9; lc 1.7; c 3.1; ol 23.3; mt 3.5; il 5.0; ap .6.

Specimen 3963. Medium Grained Hornblende Mica Diorite. (III 5422.) This specimen is from the south flank of Prospect Hill and is a mottled gray rock of fine texture with average grain 1/32 to 1/16 of an inch across. The constituents of the rock are in their relative proportions basic labradorite ($ab_1 an_3$) 36.7 %, green hornblende 40 %, biotite 19.6 %, ilmenite or magnetite 3.7 %.

The approximate composition of the rock is shown by the diagram 3463 in Fig. 4. Its formula in the quantitative classification is III 5422. The approximate norm is or 10.6; ab 8.4; an 40.3; ne .9; di 9.4; ol 18.5; mt 10.7; il 1.5.

Specimen 3964. Hornblende Diorite. (II 5422.) This rock is from east of the road running southeast at a distance of about 1/2 mile southwest from the summit of Prospect Hill. It represents a variation of

the above described diorite and includes fragments of the gabbro-norite magma. Mica is present only in a few small scattered scales, the rock being essentially composed of a rather basic andesine and a green hornblende. Ore material, probably ilmenite, is scattered rather uniformly through the slide in rounded grains. There is also a small amount of apatite.

An analysis by Steiger follows:

SiO_2	47.97	.799
Al_2O_3	17.41	.170
Fe_2O_3	2.06	.013
FeO	9.09	.126
MgO	5.93	.148
CaO	9.12	.163
Na_2O	3.08	.049
K_2O	.85	.009
H_2O-	.30	
H_2O+	1.11	
TiO_2	2.10	.026
CO_2	.43	.009
P_2O_5	.37	.002
MnO	.10	.001
	99.92	

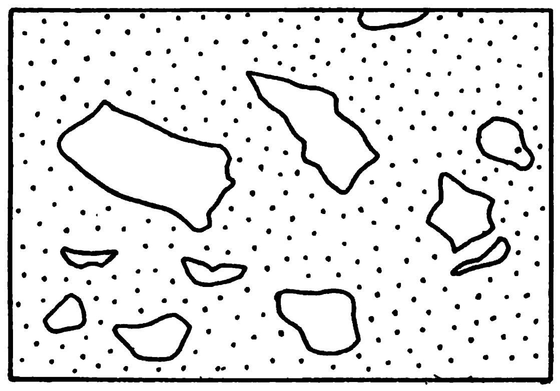
The norm of this rock is or 5.0; ab 25.7; an 32.1; di 7.7; hy 12.6; ol 7.3; mt 3.0; il 4.0; ap .6; etc .9.

Specimen 4223. Fine Grained Mica Hornblende Diorite. (II 5421.) This rock was collected on the west of the road upon the west flank of Prospect Hill. In the immediate vicinity it appears to cut the gabbroitic rock in the form of a dike and at numerous localities upon the flanks of Prospect Hill it contains inclusions of the basic rock. (See Fig. 3.) It is a dark greenish-black and fine-grained rock whose average grain is less than 1/100 of an inch. The approximate volume proportions of the prevailing constituents are:

Andesine	45 %
Hornblende	25 %
Biotite	23 %
Magnetite	5 %
Apatite	2 %

The Hornblende is a green variety and contains dot-like magnetite inclusions in a central area leaving a colorless zone without.

The approximate composition of the rock based upon measurements is given in diagram 4223 of Fig. 4 which corresponds to the formula II 5421. The approximate norm is or 12.8; ab 15.2; an 32.5; ne 3.1; di 4.1; ol 15.0; mt 12.5; il 1.2; ap 1.9.


Fig. 3.

Specimen 4649a shows an inclusion of the gabbro magma within the fine grained diorite. In a thin section the contact of the two rocks is sharp, but the enclosure of the coarser and more basic rock has a mottled character which is due to the fact that numerous cores of diallage intergrown with and surrounded by green hornblende are separated from one another by an intervening network of hornblende mica diorite. The texture of the diorite composing this network is somewhat coarser than that of the diorite upon the other side of the contact, but yet it appears to be due to a partial fusing of gabbro and its penetration by the diorite along shear or fracture planes.

Peridotite Type.

Specimen 3966. Cortlandtite. (IV $1^2 1^2 2$) "Belcherose"*. This specimen is from Buck's Nickel Mine on the southeast slope of Prospect Hill.

* The only other analyzed example of this variety is from Belchertown, Mass.

In fabric it is a typical example of the poikilitic or "lustre mottled" texture so well described by Williams from the original "Cortlandt Series" and then long known and exemplified by the famous Schillerfels of Schriesheim in the Odenwald. Cleavage surfaces of hornblende averaging an inch or more across are mottled by inclusions and give to the rock its characteristic aspect, but these areas are separated by a finer aggregate of pyroxenic material. This material has in part the peculiar reddish bronze of hypersthene. Pyrrhotite is also prominent in the hand specimen. Examined under the microscope the hornblende is seen to be a dark brown variety, and the enclosures which give the "lustre mottled" aspect to the hand specimen are found to be in large part composed of pink pleochroic pyroxene possessed of a tolerably perfect parting parallel to the ortho-pinacoid and with rather frequent twinning according to the common law for the group. This material was first taken for hypersthene. It has, however, high polarization colors, and this with the large extinction angles show it to be a monoclinic variety of pyroxene. Its idiomorphic crystals are entirely without orientation by the hornblende, and are locally either replaced by or associated with olivine which likewise is unoriented. The olivine is unusually fresh and includes original ilmenite, while pyrite and pyrrhotite are distributed throughout the section. A few undeniable hypersthene crystals are found and identified by their polarization and extinction.

The coarseness of the grain of this rock renders accurate determination of the volume of proportions of its constituents difficult, but a rough estimate based upon measurements is as follows:

Brown hornblende . . .	43%
Diallage	40%
Hypersthene	10%
Olivine	5%
Ore material	2%

An analysis by Hillebrand follows:

SiO_2	47.87	.798
Al_2O_3	6.09	.060
Fe_2O_3	1.40	.009
FeO	8.14	.113
MgO	16.33	.408
CaO	14.49	.259
Na_2O	.87	.014
K_2O	.55	.006
H_2O-	.26	.014
H_2O+	1.07	.059
TiO_2	1.20	.015
ZrO_2	Trace?	
CO_2	.75	.017
P_2O_5	.07	.005
Cr_2O_3	.25	.002
NiO	.04	
MnO	.20	
BaO	None	
SrO	None	
LiO	None	
FeS_2	.51	
$CuFeS_2$	.07	
V_2O_3	A little	
	100.16	

The norm of this rock is expressed thus: or 3.3; ab 7.3; an 11.1; di 45.0; hy 9.5; ol 15.5; mt 2.1; il 1.7; ap 1.6; py .5; ch .5.

Pyroxenite Types.

Specimen 3965. Hornblendite. (III 5423.)* This specimen is from the nickel mine on the road one mile due south from the summit of Prospect Hill. It is a heavy black rock showing cleavage faces of hornblende 1/4 of an inch or more across, around and within which are small scales of mica which in the hand specimen show a yellowish bronze lustre.

* New variety.

Under the microscope the hornblende is seen to be a dark olive-green variety enclosing oriented magnetite inclusions of the type so common in diallage. These ore inclusions show a distinct tendency to be arranged in bands parallel to c. Biotite of very nearly the normal pleochroism is arranged with its cleavage planes parallel to the c axis of the hornblende. Scattered grains of magnetite are also distributed with a fair amount of uniformity through the slide. The rare accessory plagioclase feldspar is present in too small amount for a reliable estimate of its composition.

An analysis of the rock by George Steiger follows:

SiO_2	38.02	.633
Al_2O_3	14.64	.143
Fe_2O_3	5.69	.035
FeO	10.33	.143
MgO	10.26	.256
CaO	9.11	.161
Na_2O	1.90	.031
K_2O	1.66	.017
H_2O-	.74	
H_2O+	2.35	
TiO_2	4.84	
CO_2	None	
P_2O_5	.09	
MnO	.12	
	99.75	

The norm of this rock is or 10.0; ab 6.8; an 26.1; ne 4.8; di 10.9; ol 19.4; mt 8.4; il 9.1; ap 1.9.

Specimen 4243. Diallagite. This specimen comes from the so-called Connecticut Company's Nickel Mine to the south of Prospect Hill. It is a dark-colored heavy rock mainly composed of pyroxene with occasional scattered feldspars, and with pyrrhotite and chalcopyrite as accessories. Under the microscope it is seen to be mainly composed of diallage with perfect pinacoidal parting and with peripheral alteration to green hornblende. The

slide contains one of the rare scattered basic feldspars, which is here broken into a coarse mosaic of finely twinned fragments separated by a finer mosaic of the same material. The diallage of the rock has been crushed along shear zones in quite a similar manner so as to form a coarse mosaic within a mesh of finer crushed material. A little brown hornblende is present along with pyrrhotite as an accessory constituent.

Grano-Diorite Type.

Specimen 3967b. Porphyritic Mica Grano-Diorite. This type of rock is found at many localities within and about the gabbros, norites, and other more basic types of the Prospect Hill area. This specimen is from near Buck's Nickel Mine southeast of the summit of the hill. Its most striking feature is due to the flesh-colored orthoclase phenocrysts which are several inches across and which have sharp idiomorphic boundaries. In addition to the two usual feldspar cleavages a third is here found parallel to a positive ortho-dome and nearly at right angles to the other cleavages. A later generation of orthoclase is represented by much smaller crystals simply twinned according to the Carlsbad law and scattered in the groundmass of the rock. This groundmass consists of a white feldspar, biotite, and quartz; the average grain being from 1/8 to 1/4 of an inch across. Even in the hand specimen these white feldspars are seen to be distinctly idiomorphic. Under the microscope they are determined as an acid variety of plagioclase finely twinned and somewhat cloudy from an incipient alteration to kaolin. Apatite is a rare accessory constituent.

Specimen 3960a. Porphyritic Mica Grano-Diorite. This specimen comes from within the gabbro-norite area near the summit of Prospect Hill, and has the appearance of having been injected into that magma. The average grain of its groundmass is from 1/8 to 1/4 of an inch in diameter, and the idiomorphic white feldspars are largely oligoclase separated by biotite and quartz. They exhibit strain effects and the fine dust-like inclusions

which here are zonal in arrangement conforming to the outlines of the feldspar individuals. There is, however, little evidence of chemical alteration. The rock contains a trace of green hornblende and one or two prisms of tourmaline. Zircon is abundant. The evidence for the injection of this type of rock into the gabbro-norite magma offers a probable explanation of the origin of the orthoclase norite which was described by Williams from the original "Cortlandt Series"*. As will be shown below the porphyritic diorite of which Specimen 3967 b is the normal type, covers large areas to the south and often for many miles reveals little evidence of any extensive magmatic differentiation.

The variation in petrographic rock type exhibited by the rocks of the Prospect Hill area is in every way analogous to that which was made known by Williams from the area of the original "Cortlandt Series". It may here be conveniently expressed by the series of Brögger diagrams which are reproduced on the annexed plate.

So far as their actual or approximate determination on the quantitative basis has been made, they display the following range: II 5311; II 5421; II 5422; II 5432; III 5422; III 5423; III 5432; $IV^1 1^1 1^2 2$; $IV^1 1^1 1^2 4$; $IV^1 1^2 1^2 2$; $IV\ 2^2 1^2 2$.

New Fairfield Area.

Specimen 4063. Diorite-Gabbro. This specimen was taken from exposures east of the road at the foot of the steep slope 1/2 mile northwest of the village of New Fairfield, which is located in the township of Fairfield, Fairfield County, Connecticut. It is a slightly gneissose mottled gray rock of average grain 1/16 of an inch or less in diameter, and made up of andesine, greenish-brown hornblende, biotite, and diallage. Even within a single slide the proportions of these constituents vary so widely that one portion would be properly named a gabbro and another a diorite. Throughout the slide, however, will be found some proportions of all the non-feldspathic

* l. c. Vol. 33, pp. 139—243.

constituents — hornblende, diallage, and biotite. With all the variation in mineral composition there are no sharp lines of separation, and the differentiation must be ascribed to original crystallization. The diallage is generally found enclosed within hornblende borders. Zircon, apatite, and a black ore mineral are all present as fairly important accessory constituents.

Specimen 4065a. Coarse Grained Gabbro. This specimen is from the so called »Clark's Gold Mine« one mile north of the town of Danbury, Connecticut. The rock is of unusually coarse grain and is composed almost entirely of labradorite and a nearly colorless diallage. A few small scattered scales of biotite and small grains of black ore material are almost the only accessory constituents. Pegmatitic quartz-bearing veins which penetrate the rock at the locality reveal in addition graphite, sphene, and perhaps other minerals.

Specimen 4066. Hornblende Grano-Diorite. This specimen was collected on the road bordering the southern shore of East Lake, four miles northwest of the town of Danbury, Connecticut. The rock is a pure hornblende diorite containing neither biotite nor diallage. In addition to the plagioclase feldspar, which is albite or oligoclase, there is present a subordinate quantity of orthoclase and quartz. Magnetite, zircon, and apatite play a subordinate role as accessory constituents.

Specimen 4064. Coarse Grained Tremolite Hornblende Diorite. This rock was collected at the foot of the slope on the north side of the highway. 1.5 miles north northwest of the village of New Fairfield, Connecticut. The rock is coarse grained (average grain 1/8 to 1/4 of an inch in diameter) and appears in the hand specimen to be composed almost entirely of a dirty yellow finely striated feldspar and a black hornblende. Under the microscope the feldspar is determined as a fresh acid andesine finely twinned according to both common laws and exhibiting noteworthy strain phenomena. While containing fine dust-like inclusions, these do not closely resemble those in the rocks of the original »Cortlandt Series« or of

Prospect Hill. The hornblende is for the most part a dark olive-green variety filled with oriented particles of ore material and also small scattered biotite flakes. The most noteworthy peculiarity of the rock, however, is the occurrence in it of a colorless tremolite with all the optical characteristics of that mineral. The tremolite generally appears as a compact interlocking web developed locally within the areas of green hornblende. It is present in sufficient quantity to be regarded as an essential constituent of the rock. Occasionally sections normal to the vertical axis are found in which the cleavage runs without interruption through the tremolite and the enclosing green hornblende. The line separating the two is in this case sharp and of irregular outline, so that upon one side we find almost colorless material and upon the other an intensely green pleochroic body. Aside from its difference in color the tremolite is also easily differentiated from the green hornblende by its higher polarisation colors and its different structure. Magnetite or ilmenite, and apatite are both abundant accessory minerals, and a little garnet is also found.

Quartz Diorite. On the eastern border of the area of intrusive rocks a type of diorite is found* which in some specimens bears considerable resemblance to the grano-diorite except that it lacks the large orthoclase phenocrysts. In other specimens, however, it differs from that type by containing large proportions of green hornblende. It is rich in quartz and under the microscope its feldspar is in part unstriated and in part with microline and in part with albite twinning, the latter feldspar of an acid type. Granulation of the rock is rather pronounced. Green hornblende, biotite, and quartz seem to be the most abundant constituents. Ilmenite, rutile, sphene, apatite, epidote, and zoisite are noted as accessory constituents, the sphene and epidote being especially abundant. The rutile surrounds ilmenite and seems to be an alteration product of it. The affinities of this

* Specimen Nos. 4042, 4043, 5066, 5067 and 5068.

type of clearly igneous rock seem to be with that of the large area near Brookfield, Connecticut, some eighteen miles southwest of Prospect Hill.

To the south of the Prospect Hill area as outlined in Fig. 2, extends a tongue of hornblendic rock through the mass of Toms' Mountain and along the valley of the Shepaug River to New Preston Station, some three miles away. The prevailing type within this tongue is, however, an actinolite schist composed largely of quartz and dark green actinolite. The latter mineral examined under the microscope has an acicular habit with sharp idiomorphic outlines and large development of the ortho-pinacoid. Some hand specimens, however, might easily be confused with certain types of diorite from the eastern border of the area.

Absence of Definite Contact Phenomena. The rocks surrounding the igneous masses of Prospect Hill and New Fairfield are generally of a type unsuited to the preservation in visible form of the results of contact metamorphism. The more susceptible formation — the Hudson or Berkshire schist — quite generally carries garnets and sometimes other metamorphic minerals. The areas of this formation which are adjacent to the Prospect Hill intrusives do not, however, show greater metamorphism than has been observed at localities remote from exposed areas of the igneous rocks.

Possible causes of the differentiation of rock type.

To explain the important differentiation observed within the igneous mass there are four hypotheses which might be brought forward.

1 st. Magmatic differentiation of a single parent mass. This seems to have been the view of Professor Williams in regard to the original "Cortlandt Series" upon the Hudson River, though he calls attention to the fact that the diallagic rocks border upon the limestone, thus suggesting that lime material may have been absorbed locally by the magma in sufficient quantity to control the composition of the principal non-feldspathic constituent.

2nd. Several intrusions may have bordered upon their neighbors and been either originally mingled at their contact, or later ones may have intruded the earlier.

3rd. Several magmas may have been thoroughly mingled.

4th. The observed result may be due to two or more of the above possible causes.

In favor of the first hypothesis is the general absence of sharp contacts between the numerous gradational types which are observed upon the slopes of Prospect Hill. Favoring the second hypothesis is the observation of a type of fine-grained diorite within the gabbro-norite which contains inclusions of the latter at numerous localities, along the western, southwestern, and southern slopes of Prospect Hill. The fragments of the more basic rock vary in size from an inch to a foot or more across and are notably angular in shape. Further we find that near the summit of Prospect Hill the coarsely porphyritic grano-diorite has the appearance of having been injected into the gabbro-norite. Of most significnace, however, in reaching a conclusion regarding the probable causes of the differentiation, is the considerration that the dioritic and grano-dioritic types of rock are each found elsewhere in the province, where they occur in large areas and where little variation in composition or texture can be made out. Thus, for example, the grano-diorite with marked uniformity of character covers many square miles to the east and also to the north of Danbury, some twenty-five miles farther to the southwest*. Likewise the coarse diorite which is found to the east of Prospect Hill is in outcrop with fairly uniform characters over a considable area near the town of Brookfield, about eighteen miles southwest of prospect Hill. The porphyritic granite which occurs at the extreme

* This rock is the same in character as that described from near Harrison, in Westchester County, N. Y. (Heinrich Ries, On a granite-diorite near Harrison, Westchester County, N. Y. Trans. N. Y. Acad. Sci., Vols. 13–14, 1893—95, pp. 80—86.)

north of the area sketched in Fig. 2 extends northward with uniform characters some six or eight miles into the townships of Warren and Cornwall as a broad oval batholite. The peridotite and pyroxenite which are found along the southeastern base of Prospect Hill, while occurring elsewhere in the province as isolated small areas, seem to be most easily accounted for, however, as basic segregations of the gabbroitic and noritic magma. An explanation of the numerous rock types within the district is, however, further complicated by the fact that the Prospect Hill area of igneous rocks is extended southward as a narrow strip some miles beyond the margin of the sketch map, and that in this extension the hornblendic types are difficult to distinguish from an amphibolite of probable igneous origin which occurs distributed widely throughout the province and displays its greater age by its infolding with the pre-Cambrian gneisses.

The view held by the writer is then that the generally rare gabbro, norite, peridotite, and pyroxenite types which most nearly correspond to the original "Cortlandt Series", belong to a single magma which has here been intruded along the mutual borders of areas of granite, grano-diorite, and diorite, which may themselves have mingled to some extent; and that it has itself been later intruded by a fine grained diorite. The extreme magmatic differentiation of this gabbroitic magma has been locally increased through the fusion with it of granite and grano-diorite.

The field work was done in connection with work undertaken for the United States Geological Survey and the analyses have been made by Messrs. W. F. Hillebrand and George Steiger of that Survey. In the measurement of proportions of constituents and the calculations of approximate rock composition the writer has been assisted by Messrs. Otto Veatch and E. C. Harder, graduate students of the University of Wisconsin.

Einiges über Mineralpigmente.

Von E. A. Wülfing, Langfuhr-Danzig.

(Mit einer Tafel.)

Die Versuche, welche zur Ermittlung der Natur der Mineralpigmente angestellt worden sind, haben in sehr vielen Fällen zu keinen sicheren Ergebnissen geführt. Mag diese Tatsache häufig in der Kostbarkeit des Materials eine einfache Erklärung finden, sie bleibt doch auffallend bei Mineralien, die in beliebiger Menge und Reinheit sich jedem Forscher leicht darbieten. Bekannte Beispiele hierfür stellen die gefärbten Quarzvarietäten dar, deren Pigmente bald für anorganisch-, bald für organisch-chemisch gehalten worden sind, und über deren Quantitäten man ebenfalls äußerst verschiedenen Ansichten, selbst in der neusten Literatur, begegnen kann.

Bei dieser Unsicherheit unserer Kenntnisse über die Natur der Pigmente im allgemeinen hat es wohl etwas Überraschendes, wenn die Beobachter im Falle der Annahme eines organischen Farbstoffes sogar von Kohlenwasserstoffen, also von Körpern aus einem eng umgrenzten Gebiet der organisch-chemischen Welt, sprechen. Indessen wird die Vermutung nicht irre gehen, die hier eine Namensverwechslung annimmt, nach welcher die »Kohlenwasserstoffe« nur als Sammelbegriff für Farbstoffe organisch-chemischer Natur gebraucht worden sind. Aber auch abgesehen von dieser scheinbaren Spezialisierung sind die Beweise, welche für die organische

Natur etwa des Rauchquarzpigmentes angeführt werden, wenig stichhaltig. Die öligen Produkte, die bei Destillationsversuchen gewonnen wurden, und die als ein solcher Beweis betrachtet werden, können ihren Ursprung dem dilut verteilten Farbstoff nicht verdanken. Denn angenommen, der Farbstoff sei in der enormen Menge von $^1/_{10}$ Prozent vorhanden, wie einige Autoren angeben, so würde jedes Farbstoffpartikelchen von einem im Durchmesser etwa zehnmal größeren Quarzkörper umgeben sein; und diese Umschließung würde sich entsprechend größer gestalten, wenn die besseren Beobachtungen, die auf viel kleinere Farbstoffmengen führen, der Rechnung zu Grunde gelegt werden. Es ist also von vornherein höchst unwahrscheinlich, daß wir, durch einen in den meisten Fällen gar nicht einmal sehr hoch getriebenen Erhitzungsprozeß, dieses so außerordentlich innig umschlossene Pigment dem Rauchquarz entziehen könnten. Die Trennung wäre allenfalls denkbar, wenn mit der Erhitzung eine tiefgreifende physikalische Zerstörung der Quarzsubstanz, wie etwa eine Aufblätterung, verbunden wäre, oder wenn man annähme, der Quarz erhalte bei höherer Temperatur eine Permeabilität für gasige Produkte. Beide Voraussetzungen stützen sich aber bis jetzt auf keinerlei Beobachtungen. Diese Einwände gegen die Schlußfolgerungen aus den Destillationsversuchen werden bei den winzigen Farbstoffmengen, um die es sich überhaupt handeln kann, und bei deren unzweifelhafter diluter Verteilung, durch eine feine Pulverisierung der Quarzsubstanz kaum entkräftet.

Wenn nun auch die den Farbstoff bildende Substanz aus dem Rauchquarz — und aus vielen anderen Mineralien — durch Erhitzung nicht zu entfernen sein sollte, so ist der Farbstoff durch Temperatursteigerung dennoch zerstörbar. Ob aber hierin der Beweis für die organisch-chemische Natur zu erblicken ist, bedarf noch mancher Vorprüfungen, die sich auf das Verhalten der anorganischen Farbstoffe bei höheren Temperaturen auch in Gegenwart von Kieselsäure — um beim Rauchquarz zu bleiben — erstrecken müßten.

Meine hier mitzuteilenden Versuche sind schon vor einigen Jahren ausgeführt worden; ihre Publikation mußte wegen mannigfacher Berufs-

tätigkeit bis heute hinausgeschoben werden. Wenn infolgedessen einige Resultate ein wenig ins Hintertreffen geraten sind und nun dennoch veröffentlicht werden, so haben mich dazu manche eingeflochtenen Bemerkungen allgemeinerer Art bestimmt, die ich an Hand des vorliegenden Beobachtungsmaterials besser glaubte erläutern zu können.

Zunächst habe ich von neuem experimentell zu ermitteln versucht, ob die bei dem Rauchquarz durch Erhitzung bewirkte Entfärbung mit Gewichtsverlust verbunden ist, oder ob vielmehr diese Entfärbung unter Gewichtskonstanz erfolgt. Es wurde also der von J. Königsberger 1899 an kleinen Mengen ausgeführte Versuch in größerem Maßstab wiederholt und dabei jede Fehlerquelle, welche die Wägung beeinflussen konnte, auf das peinlichste zu vermeiden gesucht. Wägungsfehler, welche durch Temperatur- und Barometerschwankungen nur zu leicht entstehen, sind dadurch vollständig umgangen worden, daß der zu erhitzende Quarz durch einen anderen von fast gleicher Größe äquilibriert, und daß bei den Platingefäßen genau die gleiche Vorsicht beobachtet wurde. Die kleine Gewichtsdifferenz der beiden Quarze von etwa $^1/_{10}$ g ließ sich durch Aluminiumgewichte, also durch Körper von gleichem Volumen wie Quarz, feststellen. Zur Vermeidung der durch kondensierten Wasserdampf entstehenden Wägungsfehler habe ich kein Quarzpulver, sondern kompakte Zylinder gewählt und dadurch die Oberflächen nicht nur bedeutend reduziert, sondern auch gleich groß gemacht. Nachdem die homogen erscheinenden Zylinder sorgfältig mit Salpetersäure, Wasser, Alkohol und Äther gereinigt waren, erfolgte ihre Erhitzung in einem Lothar Meyerschen Luftbad und zwar, um ein Zerspringen des Quarzes zu vermeiden, äußerst langsam, so daß zur Erhitzung auf 300° und zur Abkühlung 12 bis 14 Stunden erforderlich waren. Hierbei diente jeder Quarz zu einem besonderen Erhitzungsversuch und jedesmal der andere Quarz als Tara. In beiden Versuchsreihen gelang es trotz der beobachteten Vorsicht leider nicht, die Stücke sprungfrei zu erhalten.

Die Wägungen erfolgten auf einer guten Bunge'schen Analysenwage

von der bekannten angeblichen Genauigkeit von 0.1 mg bei 200 g Maximalbelastung. Indessen haben Vorversuche, die ich durch Monate hindurch anstellte, gezeigt, daß unter den angegebenen Vorsichtsmaßregeln die Präzision fünfmal höher getrieben werden kann, und daß also die jedesmaligen definitiven Gewichtsbestimmungen nur einen Fehler von $^1/_{50}$ mg aufweisen. Zur Erreichung dieser Genauigkeit wurde jede einzelne unten mitgeteilte Wägung aus dreimal fünf Ausschlägen berechnet, und zwischen je fünf Ausschlägen die Wage vollständig arretiert, um die mit jeder Arretierung verbundenen kleinen Fehler in weitgehendem Maße zu beseitigen. Nach jeder Erhitzung wurde diese Operation außerdem noch 2, 3 und 4mal zu verschiedenen Tageszeiten wiederholt, um auch die temporären Änderungen der Nullpunktlage der Wage möglichst zu eliminieren. Die Wägungen nach einer Erhitzung nahmen daher zuweilen mehrere Tage in Anspruch.

Die Versuche wurden an zwei dunkelbraunen Rauchquarzen von ausgesucht tiefer und ungefähr gleicher Färbung ausgeführt. Das etwas dunkler gefärbte Stück stammte vom Galenstock und wog 50.1461 g, das andere vom St. Gotthard wog 50.0251 g. Ihre genauere Gewichtsdifferenz nach den verschiedenen Erhitzungen ergibt sich aus den in der nachfolgenden Tabelle mitgeteilten Zahlen:

	Gewichtsdifferenz der beiden Quarze		
1. Beide Quarze auf 110° erhitzt	0.12103 0.12101 0.12101	0.12102	0.12103
2. Nach Wiederholung der Erhitzung auf 110°	0.12105 0.12104 0.12105	0.12105	
3. Nach Wiederholung der Erhitzung nur des Galenstocker Quarzes auf 110°	0.12104 0.12101	0.12102	
4. Nach Wiederholung der Erhitzung nur des St. Gottharder Quarzes auf 110°	0.12104 0.12104	0.12104	

	Gewichtsdifferenz der beiden Quarze		
5. Nach Erhitzung des Galenstocker Quarzes auf 300°. (Vollständige Entfärbung, Sprungbildung)	0.12063 0.12062 0.12063 0.12066	0.12064	0.12063
6. Nach Wiederholung der Erhitzung des Galenstocker Quarzes auf 300°	0.12063 0.12062 0.12063	0.12063	

Die Wägungsserien 1 bis 4, die an den auf 110° erwärmten und bis dahin noch vollständig unverfärbten Stücken vorgenommen waren, führten zu der Gewichtsdifferenz von 0.12103 g. Nach der ersten sowie auch der zweiten Erhitzung des Galenstocker Quarzes auf 300° betrug sie, wie Wägungsserien 5 und 6 zeigen, nur 0.12063 g. Das Gewicht des 50 g schweren Galenstocker Quarzes hatte also um 0.4 mg oder um 0.0008 % oder um **weniger als ein tausendstel Prozent** abgenommen. Es war vollständige Entfärbung eingetreten, aber es hatten sich auch gleichzeitig einige große Sprünge, zum Teil von 2 cm Ausdehnung, gebildet.

Die in ähnlicher Weise fortgesetzten Erhitzungen an dem St. Gottharder Stück, das bis dahin mit kleinen Aluminium-Zusatzgewichten als Tara gedient hatte, ergaben folgende Gewichtsdifferenzen:

	Gewichtsdifferenz der beiden Quarze		
7. Nach Erhitzung nur des St. Gottharder Quarzes auf 277°. (Teilweise Entfärbung, Sprungbildung)	0.12078 0.12080 0.12078 0.12078	0.12078	
8. Nach Wiederholung der Erhitzung des St. Gottharder Quarzes auf 277°. (Entfärbung fortgeschritten)	0.12076 0.12077 0.12078 0.12076	0.12077	0.12078 ± 0.00002
9. Nach Erhitzung des St. Gottharder Quarzes auf 312°. (Vollständige Entfärbung)	0.12079 0.12076 0.12080 0.12077	0.12078	

Nach Wägungsserie 7 hatte der 50 g schwere St. Gottharder Quarz 0.15 mg oder 0.0003 % oder um **weniger als ein dreitausendstel Prozent** abgenommen; er war stark entfärbt worden, hatte aber ebenso wie der Galenstocker Quarz einige größere Sprünge erhalten. Erst die Erhitzungsversuche und Wägungsserien 8 und 9 haben schließlich meinen Erwartungen entsprechend gezeigt, daß die Entfärbung eines wenn auch nicht tief gefärbten Rauchquarzes unter Gewichtskonstanz erfolgen kann.

Wer nun dennoch an der entgegengesetzten Ansicht festhalten sollte, der wird schließlich auch hierfür noch Stützpunkte in den obigen Zahlen finden können. Er wird diese etwa dahin auslegen, daß der am tiefsten gefärbte Rauchquarz vom Galenstock einen größeren Gewichtsverlust erlitten habe als der etwas weniger tief gefärbte vom St. Gotthard, und daß die Gewichtskonstanz am Ende des zweiten Versuchs nur eine vermeintliche, weil innerhalb der Fehlergrenzen fallende, sei. Beide Ansichten werden aber die Tatsachen gelten lassen müssen, daß die Entfärbung eines äußerst tief gefärbten Rauchquarzes vom Galenstock unter Gewichtsverlust von $^1/_{125000}$, eines nahezu ebenso tief gefärbten Kristalls vom St. Gotthard unter Gewichtsverlust von $^1/_{350000}$, und eines noch lichtgefärbten Rauchquarzes des letzteren Fundortes unter Gewichtsverlust von höchstens $^1/_{2500000}$ erfolgte, daß es sich also unter allen Umständen bei der Entfärbung nur um einen äußerst geringen Gewichtsverlust handelt. Beide Ansichten werden auch darin übereinstimmen müssen, daß an eine Isolierung des Farbstoffmaterials durch einen Destillationsprozeß nun nicht mehr zu denken ist, weil entweder die Umschließung zu innig oder die Menge viel zu gering ist.

Für die Anhänger der Ansicht von der festen Umschließung des dilut verteilten Pigmentes im Rauchquarz (und in vielen anderen Mineralien) haben die obigen Versuchsergebnisse unter den obwaltenden Verhältnissen noch in keiner Weise die Frage nach der Quantität beantwortet. Abgesehen von der Analyse, die bis dato nur ihre Unzulänglichkeit erwiesen hat, bieten

zwei Wege die Möglichkeit dar, hierüber Näheres zu erfahren. Der eine Weg setzt voraus, daß die Lichtbrechung der Farbstoffe von der ihrer Wirte erheblich verschieden ist; der andere, daß alle Farbstoffe — seien sie mineralischen Ursprungs oder irgendwelcher künstlicher Darstellung — in ihrer färbenden Kraft nicht allzuweit voneinander abweichen. Hiernach werden uns Lichtbrechungsbestimmungen und vergleichende Versuche mit Farblösungen von bekannter Konzentration als Wegweiser auf dem unbekannten Gebiete dienen können.

Bei der Frage nach dem Einfluß eines Pigmentes auf die Lichtbrechung liegt es nahe, auch die Brechungsexponenten von dünnen Farbstofflösungen in den Kreis der Untersuchung zu ziehen, weil man hier durch Synthese sich so außerordentlich schnell und sicher über den Farbstoffgehalt einer Lösung, selbst bei größter Verdünnung, orientieren könnte. Indessen haben meine eigenen und auch andere Versuche gezeigt, daß die hier in Betracht kommende Verdünnung in der Tat eine sehr hohe ist, und daß infolgedessen die Änderungen der Brechungsexponenten in der vierten und fünften Dezimale und noch weiter jenseits liegen müssen, Änderungen, welche bei Flüssigkeiten schon erheblich unter der Inkonstanz der Zimmertemperatur zu leiden hätten. So habe ich es denn für jetzt vorgezogen, die Untersuchung auf Mineralien zu beschränken, und zwar auf Mineralien von möglichst konstanten Zusammensetzungen, die nach unseren bisherigen Kenntnissen keinerlei Störungen durch isomorphe Beimengungen erfahren. Schon oft sind die gefärbten Varietäten des Quarzes und neuerdings auch solche des Flußspates zu solchen Untersuchungen herangezogen worden, während so tief und mannigfaltig gefärbte Diamanten, wie sie mir in liebenswürdigster Weise durch die Herren Ernst Winter und Sohn in Hamburg zur Verfügung gestellt wurden, bis jetzt noch nicht zu derartigen Messungen gedient haben.

Die Messungen an Diamant erstreckten sich über fünf südafrikanische Steine (ohne genauere Fundortsangabe), die in Brillantform geschliffen vorlagen. Man kann solche Brillanten bekanntlich ohne weitere Präparation

zur Bestimmung der Lichtbrechung nach der Minimalablenkungsmethode verwenden, wenn man die obere große achtseitige Tafel und je eine der langen, schmalen, vierseitigen Facetten, die in der Kalette unten zusammenstoßen, als Prisma benutzt. Die Steine waren als Brillanten sehr gut, als optische Präparate aber doch nicht ganz vollkommen geschliffen. Eine ganz leichte Krümmung oder Knickung auch der besten Flächen, die zwar keine Verdopplung, aber doch eine beginnende Unschärfe der Reflexbilder zur Folge hatte, veranlaßte die Unsicherheit der Messung schon in der Einheit der vierten Dezimale. Solche verhältnismäßig gute Flächen waren indessen auch nur in geringer Zahl vorhanden, so daß wiederholte Bestimmungen an verschiedenen Stellen desselben Steines nur in beschränktem Maße ausgeführt werden konnten. Alle Beobachtungen erfolgten bei 18° bis 20° C.

Die ersten beiden Steine von 1/2 und 1 Karat waren tief braun, etwa wie die Ceyloneser Turmaline, gefärbt. Der dritte Stein von etwa 1 Karat zeigte tiefgelbe Färbung, der ebenso schwere vierte Stein war grün, und der fünfte 1 1/2 Karat schwere Stein besaß eine herrliche Goldtopasfarbe.* Die Ergebnisse der bei Na-Licht erfolgten Messungen sind:

	Brechungsexponenten	
1. Diamant, tiefbraun I, an drei verschiedenen Stellen gemessen	2.4173 2.4175 2.4175	Mittelwert 2.4175 ± 0.0003
2. Diamant, tiefbraun II, an zwei verschiedenen Stellen gemessen	2.4177 2.4178	
3. Diamant, tiefgelb	2.4174	
4. Diamant, grün	2.4172	
5. Diamant, goldtopasfarbig	2.4174	

* Ein anderer 2 1/2 Karat großer, goldtopasähnlicher Brillant, der sich zu den Messungen nicht eignete, zeigte im Sonnenlicht eine äußerst starke Fluoreszenz zwischen grasgrün und hellbraunrot.

Meine früheren Messungen (T. M. P. M. Bd. 15, 1896) an vier farblosen Steinen hatten 2.4175 ± 0.0001 ergeben, so daß es bei dem Vergleich dieser Zahl mit den obigen Zahlen der ersten Kolonne den Anschein hat, als ob sich die Änderung der Lichtbrechung bei den gefärbten Steinen schon in der vierten Dezimale bemerkbar mache. Indessen muß man bei einer vorsichtigen Interpretation optischer Konstanten nie die Qualität der Präparate aus dem Auge verlieren. Die letztere kann nun hier sehr wohl eine Unsicherheit von drei Einheiten der vierten Dezimale hervorrufen — die Undeutlichkeiten mancher Reflexe erstreckten sich über etwa $^1/_3$ Bogenminute — und daher ist es viel einwandfreier, die Lichtbrechung der farbigen Diamanten so darzustellen, wie es in der obigen Tabelle durch den Mittelwert 2.4175 ± 0.0003 geschehen ist. Damit ist nur gesagt, daß die Schwankungen der Lichtbrechung weniger als einige Einheiten der vierten Dezimale betragen.

Ich würde diese Messungen nicht publizieren, wenn sie mir nicht Gelegenheit gäben, von neuem auf die Wichtigkeit einer guten Präparation hinzuweisen, und wenn überhaupt Bestimmungen ähnlicher Art an gefärbten Diamanten schon vorlägen.

Genauere Messungen ließen sich an Flußspaten ausführen, weil hier die Anfertigung der Prismen in meiner Hand lag, oder ich mich vielmehr der geschickten Hand des Präparators Oberdörfer in Hohenheim bedienen konnte. Von jedem Vorkommen wurden mit Hilfe des Schleifdreifußes drei Prismen von beliebiger Orientierung hergestellt,* wobei in den meisten Fällen nur vermieden wurde, die Flächen parallel zur Spaltung anzuschleifen, weil hier die Politur nicht so leicht auszuführen ist. Die Politur erfolgte auf sehr sorgfältig eben und fein matt geschliffenen dicken Glasplatten mittelst geschlämmter Zinnasche. Allerdings erreicht man bei

* Mit Ausnahme des Vorkommens von Wölsendorf, von dem es mir nicht gelang mehr als ein Prisma zu finden, das auch für den durchgehenden Strahl einheitliche Bilder geliefert hätte. Die massenhaften Einschlüsse wirkten hier störend.



Anwendung von so harten Unterlagen wie Glas bei so weichem Material wie Flußspat niemals hochglänzende Polituren. Die Flächen sind vielmehr immer mit feinen Kritzen und Schrammen bedeckt, besitzen im übrigen jedoch vollkommene Ebenheit und geben auch vollkommen einheitliche Reflexe. Hierdurch unterscheiden sich diese Flächen in der vorteilhaftesten Weise von den glänzend polierten, aber meist auch leicht gekrümmten Flächen, die man auf weichen Unterlagen erhält.

Alle Messungen geschahen bei Temperaturen zwischen 16° und 21°, die meisten bei 18° C. Leider machte ich hierüber keine genaueren Aufzeichnungen, da ich erst gegen Ende der Untersuchung erkannte, daß auch mit dem einfachen, mir zur Verfügung stehenden Instrument (einem Websky-Fuess'schen Goniometer Modell II) die Genauigkeit über die vierte Dezimale hinaus getrieben werden kann, wenn nur die Präparation sorgfältig ausgeführt wird. Die aus den Messungen sich berechnenden Brechungsexponenten für Na-Licht sind in der auf der nächsten Seite stehenden Tabelle vereinigt; die zugehörigen Winkel finden sich im Anhang.

Der badische Flußspat stammt aus der Hohenheimer Sammlung, die Kristalle aus der Schweiz, Tirol und Spanien verdanke ich der freundlichen Unterstützung der Firma C. Zeiss in Jena, und die übrigen wurden von der Mineralienhandlung D. Blatz in Heidelberg bezogen.

Vergleicht man die Zahlen miteinander, so zeigt sich eine auffallende Konstanz der Lichtbrechung bei den Flußspaten der ersten acht Fundorte. (Die Zahl für das Vorkommen Wölsendorf ist hier mit einer gewissen Reserve einzureihen, weil nur ein einziges Prisma gemessen wurde.) Man kann die zahlreichen Messungen an diesen 22 Prismen verschiedenster Färbung folgendermaßen zusammenfassen:

$$n_D = 1.43381 \pm 0.00004$$

Unter ± 0.00004 sind die Grenzen zu verstehen, innerhalb welcher alle Brechungsexponenten der Flußspate dieser acht Fundorte (mit Ausnahme der ersten Bestimmung bei dem farblosen Schweizer Vorkommen) liegen. Die besten

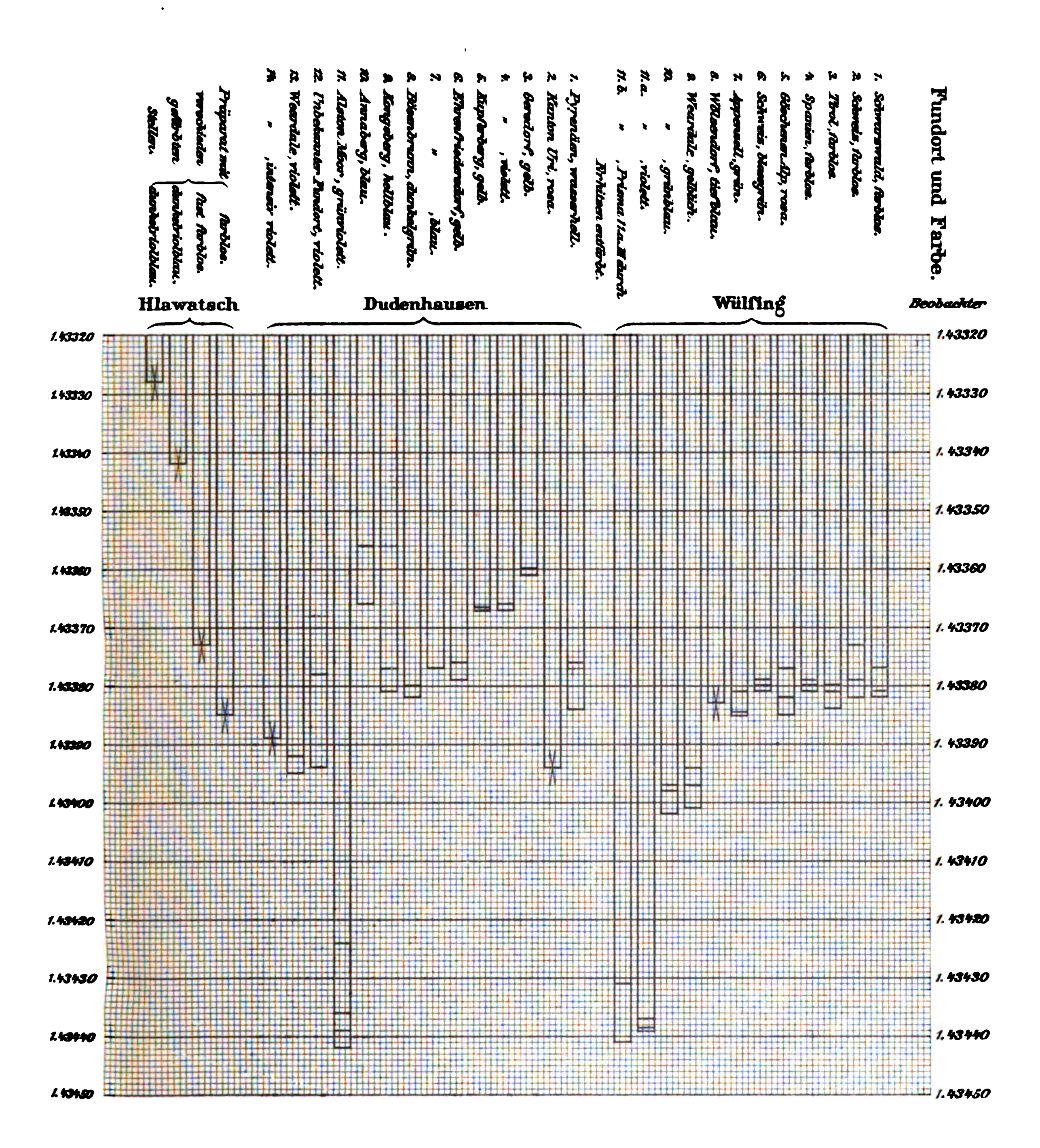
Fundort und Farbe	Brechungsexponenten				
	Prisma			Mittelwerte	Grenzfehler
	I	II	III		
1. Schwarzwald, farblos	1.43377	1.43381	1.43382	1.43380	±0.00003
2. Schweiz, farblos	(373)	379	382	378	5
3. Tirol, farblos	380	381	384	382	2
4. Spanien, farblos	379	380	381	380	1
5. Göschenen Alp, rosa	377	382	385	381	4
6. Schweiz, blassgrün	379	380	381	380	1
7. Appenzell, grün	381	385	385	384	3
8. Wölsendorf, tiefblau	383	—	—	383	—
9. Weardale, gelblich	394	397	401	397	4
10. » grünblau	397	398	402	399	3
11a. » violett	437	439	439	438	1
11b. » Prisma 11a. III durch Erhitzen entfärbt (und zersplittert)	—	Splitter a » b	431 441	436 —	5 —

von anderer Seite publizierten Bestimmungen an farblosen Kristallen weichen hiervon nicht ab, und auch die von der Firma C. Zeiss ausgeführten und mir gütigst mitgeteilten Messungen an farblosem Flußspat ergaben den Wert 1.43383, der also ebenfalls mit meinen Zahlen unter Berücksichtigung der Fehlergrenzen übereinstimmt.

Von den ersten acht Varietäten unterscheiden sich nun aber die drei von Weardale stammenden in bemerkenswerter Weise. Schon die beiden in der obigen Tabelle an neunter und zehnter Stelle aufgeführten gelblichen und grünblauen Varietäten zeigen eine Lichtbrechung, die sich mit den acht ersten absolut nicht vereinigen läßt. Allerdings handelt es sich um eine Differenz von nur 1 bis 2 Einheiten der vierten Dezimale, aber unter

Berücksichtigung der noch kleineren Fehlergrenzen sind diese Abweichungen als charakteristisch anzusehen. Sie treten noch deutlicher hervor bei der violetten Varietät von Weardale, wo die Brechungsexponenten ganz erheblich, nämlich um 0.00055, also um den vierzehnfachen Betrag der Fehlergrenze, aus der Reihe herausfallen. Von diesen violetten Prismen wurde das dritte durch Erhitzung entfärbt und abermals gemessen, wobei es die gleichen Brechungsverhältnisse wie vorher zeigte. Auch hier sehen wir also, genau wie bei den ersten acht Flußspaten, keinen Einfluß der Farbe auf die Lichtbrechung. Wenn dennoch die Flußspate von Weardale höhere Lichtbrechung als die übrigen aufweisen, so können sie nicht von der gleichen Zusammensetzung sein. Ob hier dem Fluorcalcium vielleicht Chlorcalcium oder Fluorblei oder Chlorsilber oder eine sonstige Verbindung beigemengt ist, bedarf weiterer Untersuchungen. Die hier erforderlichen Analysen werden möglicherweise nicht ganz einfach ausfallen, da es sich nur um kleine Beimengungen handeln kann. Nach der bekannten Gesetzmäßigkeit über die Brechungsexponenten von Mischungen würde z. B. ein Gehalt von etwa $^1/_{10}$ Prozent Chlorsilber genügen, um die starken Abweichungen bei dem violetten Weardaler Flußspat hervorzurufen.

Zur leichteren Übersicht sei auf der angehefteten Tafel eine graphische Darstellung der Brechungsexponenten aller obigen Flußspate gegeben, der auch die Resultate der Messungen einiger anderer Autoren beigefügt wurden. Die Größe der Brechungsexponenten ist durch die Länge von Streifen wiedergegeben, die eine gemeinsame Ordinatenaxe in etwa 143 Meter Entfernung links vom Bilde zum Ausgang haben. Jeder Streifen bezieht sich auf ein Vorkommen, und die vertikalen Linien an den rechten Enden entsprechen den an verschiedenen Prismen gefundenen Werten. Die liegenden Kreuze über diesen Endlinien sollen andeuten, daß die Bestimmungen nur an einem Präparat geschahen und daher relativ unsicher sind. Die Messungen von H. DUDENHAUSEN (N. J. 1904 I S. 24) und C. HLAWATSCH (Zeitschr. f. Krist. Bd. 27, 1897 S. 606) zeigen ein weniger einheitliches Gesamtbild, was



Graphische Darstellung der Brechungsexponenten des Flußspats für Na-Licht.

wohl auf mangelhafte Präparation zurückzuführen ist. Indessen tritt auch bei Dudenhausen der Brechungsexponent eines grünvioletten Flußspates von Nordengland (allerdings nicht von Weardale, sondern von Alston Moor) deutlich aus der Reihe heraus, und zwar in dem gleichen Maße wie bei meinem Bilde.

An dritter Stelle habe ich eine Reihe von verschieden gefärbten Quarzen auf ihre Lichtbrechung geprüft. Die Messungen sind meistens nur an je einem Präparat ausgeführt worden, da das Material viel einwandfreier ausgewählt werden konnte, als es bei den Flußspaten möglich war, und die Präparation wegen der größeren Härte sich auch viel leichter bewerkstelligen ließ. Die Prismen wurden wieder von Präparator Oberdörfer mit Hilfe des Schleifdreifußes hergestellt; die Orientierungsfehler der zur c-Achse parallel liegenden brechenden Kante sind ohne Einfluß auf die Messung.

Fundort	Brechungsexponenten		Doppel-brechung
	ω	ε	$\varepsilon-\omega$
1. Herkimer Co., farblos	1.54418	1.55329	0.00911
2a. Marmarosch, farblos	1.54422	1.55329	907
2b. Marmarosch, Prisma 2a erhitzt, wie die Prismen 3b und 6b	1.54420	1.55332	912
3a. Uruguay I, violett	1.54418	1.55328	910
3b. Uruguay, Prisma 3a durch Erhitzen entfärbt	1.54423	1.55334	911
3c. Uruguay II, violett	1.54419	1.55328	909
4. Schemnitz, violett	1.54418	1.55329	911
5. Nünistock, rauchgrau	1.54421	1.55331	910
6a. St. Gotthard, rauchgrau	1.54424	1.55335	911
6b. St. Gotthard, Prisma 6a durch Erhitzen entfärbt	1.54424	1.55335	911
7. Striegau, tief rauchgrau	1.54423	1.55335	912

Die Beobachtungstemperatur lag zwischen 16° und 20° C. und war auch hier nicht genauer notiert worden. Für die meisten Messungen wird eine Temperatur von 18° anzunehmen sein. In der vorstehenden Tabelle sind die aus den Messungen folgenden Brechungsexponenten, bezogen auf Na-Licht, zusammengestellt.

Von diesen Kristallen habe ich das Nünistocker Vorkommen Herrn Professor Dr. J. Königsberger in Freiburg i. B. zu verdanken und die übrigen durch die Mineralienhandlung von D. Blatz in Heidelberg bezogen. Die Erhitzung der Prismen 2b, 3b und 6b erfolgte im Platintiegel über freier Flamme, wobei die Temperatur wohl auf 400° stieg.

Alle diese Messungen lassen sich ohne Ausnahme zu folgenden Mittelwerten mit den beigefügten Fehlergrenzen vereinigen:

Brechungsexponenten von Bergkristallen, Amethysten und Rauchquarzen von sieben verschiedenen Fundorten, geglüht und ungeglüht		bei etwa 18° C.
	$\omega = 1.54421 \pm 0.00003$	
	$\varepsilon = 1.55331 \pm 0.00004$	
	$\varepsilon - \omega = 0.00910 \pm 0.00003$	

Diese Zahlen stimmen mit denen vieler anderer Autoren vollkommen überein und sie bestätigen wie bei Flußspat die Auffassung von dem verschwindenden Einfluß der Färbung auf die Lichtbrechung in viel überzeugenderer Weise als dies bei Diamant der Fall war. Es stellt sich heraus, daß farblose und mannigfaltig gefärbte Quarze von sieben verschiedenen Fundorten innerhalb der Fehlergrenzen von 3 bis 4 Einheiten der fünften Dezimale die gleiche Lichtbrechung und Doppelbrechung besitzen, und daß ferner der farblose Bergkristall durch Erhitzung auf die angegebene Temperatur ebensowenig seine Lichtbrechung ändert — was indessen wohl auch niemand anders erwartet hat — wie tief gefärbter Amethyst und Rauchquarz, obgleich letztere beide durch die Erhitzung farblos wurden. Schon 1871 hat A. Forster (Pogg. Ann. Bd. 143, S. 180) an einem alpinen Rauchquarz, den er durch Erhitzen entfärbte, die gleiche Beobachtung gemacht.

Will man alle diese an Diamant, Flußspat und Quarz angestellten

Messungen der Brechungsexponenten zu einem Gesamtresultat (mit Ausnahme des Vorkommens von Weardale) vereinigen, so darf man, wie ich nochmals betonen möchte, die jeweiligen Fehlergrenzen nicht unbeachtet lassen. Nicht nur um reine Einstellungs- und Ablesungsfehler — letztere soweit sie durch Schätzungen jenseits der Noniusteilungen bedingt sind — kann es sich hierbei handeln, sondern vor allem um Präparationsfehler, auf die man in mineralogischen Kreisen noch viel zu wenig Rücksicht nimmt.

Wenn die Grenzwerte der Brechungsexponenten bei allen Flußspaten (immer mit Ausnahme des Vorkommens von Weardale) und Quarzen um $\pm$ 0.00004 von den Mittelwerten sich entfernen, und wenn sich solche Abweichungen schon bei fehlerhaften Winkeln ergeben, die nur den fünften Teil der Noniusablesungen betragen, so wird man, mit Hinblick auf das benutzte Instrument, diesmal von reinen Messungsfehlern reden können und behaupten dürfen, daß die Präparationsfehler, einschließlich der Orientierungsfehler bei Quarz, verschwindend klein sind. Es ist eben allzu unwahrscheinlich, daß die etwaigen Fehler zahlreicher Präparate sich bei den Messungen zufällig aufheben sollten; das hieße sonst nichts anderes, als mit fehlerhaften Thermometern die Temperatur ebenso richtig bestimmen zu können wie mit Normalthermometern. — Wenn also nun die Grenzen bei den Konstanten des Diamants dreimal weiter auseinander liegen als die reinen Messungsfehler — die ersteren belaufen sich auf $\pm$ 0.00030, die letzteren auf $\pm$ 0.00010 — so hat hier eine scharfe Kritik aller Fehler, also auch der Präparationsfehler, stattzufinden. Unter Berücksichtigung des letzteren Momentes hat man sich demnach wohl zu hüten, eine Reihe der Brechungsexponenten wie die folgende aufzustellen:

Diamant,	braun	2.41775
»	braun	2.41748
»	rötlich	2.41740
»	gelb	2.41740
»	grün	2.41720,

um dann zu behaupten, die braunen und rötlichen Diamanten hätten eine höhere Lichtbrechung als die gelben, und diese wieder eine höhere als die grünen. — Jenseits der Fehlergrenzen dehnt sich bekanntlich das Gebiet aus, das wir nur durch glücklichen Zufall mit Erfolg betreten; auch in der Mineralogie sollte diese fundamentale Regel exakter Forschung niemals unbeachtet bleiben.

So wenig die Erhitzungsversuche Aufschluß über die vorhandenen Mengen der Pigmente geben konnten, so sicher haben die Bestimmungen der Lichtbrechung erkennen lassen, daß es sich um sehr kleine Mengen handelt, ohne indessen weiteren Aufschluß über die absoluten Quantitäten zu liefern. Um nun zu einer Vorstellung wenigstens von der Größenordnung dieser Pigmentmengen zu gelangen, mag es wohl gestattet sein, Vergleiche mit Lösungen von bekanntem Farbstoffgehalt anzustellen und dabei die Annahme zu machen, daß die Mineralpigmente sich in ihrer färbenden Kraft nicht allzusehr von bekannten Farbstoffen unterscheiden. Mit freundlicher Unterstützung meines leider so früh dahingegangenen Kollegen Paul Behrend habe ich noch in Hohenheim aus einer größeren Sammlung organischer Farbstoffe einige auswählen können, die sich zum Vergleich mit farbigen Flußspaten und Quarzen vortrefflich eigneten. Auch Kaliumpermanganat und chinesische Tusche gaben Lösungen bezw. Suspensionen, die sich mit Amethyst und Rauchquarz sehr gut vergleichen ließen. Es wurden verglichen:

1. Fuchsinlösungen mit rosa Flußspat von Göschenen Alp;
2. Methylgrünlösungen mit grünblauem Flußspat von Weardale;
3. Methylviolettlösungen mit Amethyst von Uruguay;
4. Kaliumpermanganatlösungen mit Amethyst von Uruguay;
5. Lösungen oder Suspensionen von chinesischer Tusche mit Rauchquarz von Striegau.

Die Herstellung der ersten drei Lösungen geschah durch Auflösung von 0.1 g, die der vierten Lösung durch Auflösung von 1 g Substanz in

1 l Wasser, worauf dann kleinere, abgemessene Teile dieser Urlösungen zu weiteren Verdünnungen dienten. Bei Tusche wurden verschiedene Proben sogenannter flüssiger oder unverwaschbarer chinesischer Tusche auf ihren Trockenrückstand bestimmt, und diese Rückstande auf einen andern zur Herstellung der Urlösung dienenden Teil umgerechnet. Macht man, wie gesagt, die Annahme, daß die fraglichen Mineralpigmente ebenso stark färben wie die Farbstoffe der verglichenen Lösungen, so kann von jenen Pigmenten nicht mehr vorhanden sein, als im folgenden, auf ein Kilogramm Mineral umgerechnet, angegeben ist. Es enthält

1 kg rosa Flußspat von Göschenen Alp 1 mg Pigment vergleichbar dem Fuchsin,

1 kg grünblauer Flußspat von Weardale 3 mg Pigment vergleichbar dem Methylgrün,

1 kg Amethyst von Uruguay 3 mg Pigment vergleichbar dem Methylviolett,

1 kg Amethyst von Uruguay 15 mg Pigment vergleichbar dem Kaliumpermanganat,

1 kg Rauchquarz von Striegau 15 mg Pigment vergleichbar dem kohligen Rückstand der Tusche.*

So lange man keine zwingenden Gründe zu der Annahme hat, daß in den Mineralpigmenten wesentlich schwächer färbende Stoffe vorliegen als in den verglichenen Farbstoffen, daß also zur Erzeugung der vorhandenen Farbentöne wesentlich größere Mengen an Pigment erforderlich sind als bei den obigen Lösungen, so lange wird man an eine Isolierung der Pigmente nicht denken können und die dahin zielenden kühnen Versuche mit einigem Zweifel betrachten müssen. Wollte man aber in den Pigmenten wesentlich schwächer färbende Stoffe erkennen, so würde dies, auf Grund der obigen Resultate über die Lichtbrechung, nur unter der weiteren höchst unwahr-

* Zum Vergleich sei angeführt, daß 1 kg Goldrubinglas 10 bis 20 mg Gold enthalten soll.

scheinlichen Annahme geschehen können, daß diese Farbstoffe in jedem einzelnen Fall die gleiche Lichtbrechung besäßen wie ihre Wirte.

Die Resultate der im Vorstehenden beschriebenen Untersuchungen sind insofern im wesentlichen negativer Natur, als daraus hervorgeht, daß unsere vermeintlichen Kenntnisse über die Mineralpigmente sich auf durchaus unsicherem Boden bewegen. — Indessen hat sich für die optische Diagnose das wichtige Resultat ergeben, daß die Pigmente keinen nennenswerten Einfluß auf die Lichtbrechung ausüben, woraus wir schließen dürfen, daß eine merkliche Änderung der Brechungsexponenten auch eine Änderung der chemischen Zusammensetzung, die weit über die durch Pigmente bedingten substanziellen Änderungen hinausgeht, zur Ursache hat, daß wir also an dem hohen diagnostischen Wert der Lichtbrechung unverändert festhalten müssen.

Anhang.

Winkelbelege zu den Brechungsexponenten. Die Messungen geschahen mittelst eines WEBSKY-FUESS'schen Goniometers Modell II, dessen Nonius bekanntlich halbe Minuten abzulesen und bei einiger Übung 0.2′ zu schätzen erlaubt. Die angewandte Fernrohrvergrößerung war fünffach oder zehnfach. Jeder Winkel wurde mindestens dreimal gemessen. Wiederholungen solcher Messungsserien an intakt gebliebenen — also inzwischen keinem Glühprozeß unterworfenen oder durch teilweise Abblendung veränderten — Prismen haben in ihren Mittelwerten nie eine größere Abweichung als 0.1′ bei dem brechenden Winkel (α) und 0.2′ bei dem Winkel der doppelten Minimalablenkung (2δ) ergeben. Die Prismen hatten bei Flußspat und Quarz eine Ausdehnung von 2 bis 8 mm.

Diamant von Süd-Afrika.

	1. Tiefbrauner Brillant von 1/2 Karat			2. Tiefbrauner Brillant von 1 Karat		3. Tiefgelber Brillant	4. Grüner Brillant von	5. Topasfarbiger Brillant
	1. Stelle	2. Stelle	3. Stelle	1. Stelle	2. Stelle	v. 1 Karat	1 Karat	v. 1 1/2 Kar.
α	42° 26.8′	39° 40.4′	47° 47.9′	42° 16.0′	42° 29.4′	38° 3.0′	40° 13.3′	44° 41.9′
2δ	159° 19.3′	141° 7.9′	217° 48.8′	158° 4.9′	159° 43.4′	181° 54.2′	144° 24.4′	177° 51.0′

Flußspat.

	1. Schwarzwald, farblos.			2. Schweiz, farblos.			3. Tirol, farblos.		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III
α	60° 25.5′	65° 3.7′	62° 36.9′	57° 54.7′	64° 44.9′	63° 28.0′	58° 53.3′	66° 55.6′	67° 15.0′
2δ	63° 51.5′	71° 39.9′	67° 25.6′	60° 0.3′	71° 6.1′	68° 52.1′	61° 29.0′	75° 7.0′	75° 44.5′



Flußspat.

	4. Spanien, farblos.			5. Göschenen Alp, rosa.			6. Schweiz, blaßgrün.		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III
α	65° 10.9′	57° 43.2′	66° 21.3′	64° 15.0′	51° 15.6′	67° 51.2′	52° 38.1′	66° 26.6′	67° 49.5′
2δ	71° 52.6′	59° 43.9′	74° 2.2′	70° 13.0′	50° 48.4′	76° 55.2′	52° 36.4′	74° 12.0′	76° 51.3′

	7. Appenzell, grün.			8. Wölsendorf, tiefblau.	9. Weardale, gelblich.		
	I	II	III	I	I	II	III
α	66° 18.4′	63° 37.8′	65° 55.3′	58° 52.2′	63° 51.2′	62° 59.7′	62° 55.8′
2δ	73° 56.8′	69° 9.3′	73° 14.3′	61° 27.6′	69° 33.4′	68° 5.5′	67° 59.4′

	10. Weardale, grünblau.			11a. Weardale, violett.			11b. Weardale, violett.		
	I	II	III	I	II	III	Prisma 11a III durch Erhitzen entfärbt und zersplittert.	III 1. Splitter	III 2. Splitter
α	64° 24.7′	63° 33.3′	64° 37.0′	67° 50.8′	66° 29.8′	66° 53.7′		66° 58.9′	66° 53.7′
2δ	70° 32.7′	69° 3.0′	70° 54.6′	77° 1.0′	74° 25.2′	75° 10.5′		75° 9.9′	75° 10.8′

Quarz.

		1. Herkimer Co., farblos	2a. Marmarosch, farblos	2b. Marmarosch, Prisma 2a so stark erhitzt wie 3b u. 6b	3a. Uruguay, violett
	α	60° 0.4′	60° 7.8′	60° 7.7′	60° 1.7′
2δ	ω	82° 11.0′	82° 27.8′	82° 27.3′	82° 13.9′
	ε	83° 50.0′	84° 6.8′	84° 6.9′	83° 52.8′

		3b. Uruguay, Prisma 3a durch Erhitzen entfärbt	3c. Uruguay, violett	4. Schemnitz, violett	5. Nünistock, rauchgrau
	α	60° 1.6′	60° 2.4′	59° 56.2′	60° 11.6′
2δ	ω	82° 14.2′	82° 15.5′	82° 1.7′	82° 36.1′
	ε	83° 53.2′	83° 54.4′	83° 40.4′	84° 15.7′

		6a. St. Gotthard, rauchgrau	6b. St. Gotthard, Prisma 6a durch Erhitzen entfärbt	7. Striegau, tiefrauchgrau
	α	59° 57.3′	59° 57.1′	59° 59.1′
2δ	ω	82° 4.8′	82° 4.3′	82° 8.6′
	ε	83° 43.6′	83° 43.1′	83° 47.7′

Langfuhr-Danzig, Dezember 1905.

Über den Amphibol von Cevadaes (Portugal).

Von C. Hlawatsch, Wien.

(Mit einer Textfigur.)

Rosenbusch erwähnt in seinen »Elementen der Gesteinslehre« pag. 485 eines Arfvedsonitsgneißes von Cevadaes bei Campo-Mayor in Portugal und gibt eine Analyse dieses Vertreters der alkalireichen Gesteine unter den kristallinischen Schiefern. Der darin auftretende Amphibol wird als Arfvedsonit bezeichnet. Seither beschrieb de Souza-Brandao* eine Amphibolgattung, welche in einem ähnlichen Gesteine von Alter Pedroso, das er als Eurit bezeichnet und mit dem Gloggnitzer Forellensteine vergleicht, in metergroßen Linsen auftritt. Er bestimmt ihn als Riebeckit. Seine bemerkenswertesten Eigenschaften sind: fast gerade Auslöschung; α** bildet mit c einen Winkel von $1\,^{1}/_{4}{}^{0}$. Die Dispersion der Auslöschungsschiefe ist außerordentlich stark, für blaue und rote Strahlen liegt α auf der entgegengesetzten Seite der Prismenaxe. Pleochroismus α (= c) grünblau, β (= b)

---

* Commun. d. Comm. d. Serv. geol. d. Portugal, VI. 1904, p. 178 u. ff. (nicht, wie Rosenbusch irrtümlich angibt, 1903). Refer. N. Jahrb. f. Miner. 1905, I. pg. 378.

** Hier wie im folgenden ist, analog der französischen Bezeichnungsweise, für den Brechungsexponenten und für die zugehörige Schwingungsrichtung das gleiche Zeichen gesetzt.



graublau, γ (wenig schief auf [100]) gelbbraun, Absorptionsschema: $\alpha > \beta > \gamma$ $\cdot \gamma - \alpha = 0{,}005$; $D = 3.4$; $H = 5.5$—6 Spaltwinkel $(1\bar{1}0):(110) = 55^0\ 46'$. Eine zweite deutliche Spaltbarkeit geht nach (010). Dieser Riebeckit findet sich in den genannten Linsen in mehreren zentimetergroßen Individuen. Er zeigt nicht selten Einschlüsse von Biotit und in seiner Begleitung tritt Zirkon in kleinen, braunen Kriställchen auf. Im konvergenten Lichte war dieser Amphibol wegen der Absorption leider nicht untersuchbar.

Einen ganz analogen Amphibol fanden nun Herr Professor OSANN und der Verfasser auch an der von ROSENBUSCH angeführten Lokalität bei Campo-Mayor. Der Arfvedsonitgneiß, welcher am linken Ufer eines kleinen Baches ansteht, übersetzt diesen mit S40O Streichen und an einer Felsenpartie am rechten Ufer findet sich ein Block, der zahlreiche, einige Zentimeter große Linsen und Spaltfüllungen von einem blauschwarzen Amphibol aufweist, ein Vorkommen, bis auf die Größe der Linsen ganz analog dem von Alter Pedroso, wie es SOUZA-BRANDAO beschreibt. Auch der Zirkon tritt als Begleiter des Amphiboles auf, freilich in mehr körnigen Aggregaten, und ist deutlich erst unter dem Mikroskope erkennbar. Die optischen Eigenschaften (im parallelen Lichte) stimmen mit jenen des Riebeckites von Alter Pedroso im Wesentlichen überein. Auch hier ist die Lage der Hauptschwingungsrichtung α auf (010) gegen die Vertikalaxe wenig geneigt, für rot ist der Winkel $\alpha : c$ fast 0, für blau beträgt er ca. 5^0; wegen der starken Absorption war der Betrag nicht mit Sicherheit bei monochromatem Lichte bestimmbar. Die von SOUZA-BRANDAO beschriebene Erscheinung, daß bei Drehung aus der // Stellung der Spaltrisse mit einem der Nicolhauptschnitte nach der einen Seite gelbe, nach der anderen Seite blaue Töne vorwogen, und zwar bis zu dem Betrage von ca. 10^0, konnte auch hier beobachtet werden. Der Pleochroismus, hier absichtlich nach den kristallographischen Axen bezeichnet, ist: c dunkelstahlblau, b sehr dunkelgraugrün (fast opak) $\perp$ (100) lichtbräunlichgelb. Die Doppelbrechung $\gamma - \alpha$ ist schwach; ihrem Betrage nach wegen der starken Absorption und der Dispersion nur sehr un-

genau zu bestimmen; eine Messung ergab 0,003—0,004, ähnlich wie es Graf KEYSERLING* am Riebeckit des Gloggnitzer Forellensteines angibt; die Färbung des Kompensationsstreifens deutet ebenfalls auf einen bedeutend grösseren Betrag für blaue Strahlen hin.

Die Absorption erschwerte auch die Bestimmung des Charakters der Schwingungsrichtungen, indem wegen des großen Intensitätsunterschiedes der beiden interferierenden Wellen die Farben wesentlich beeinträchtigt werden. An sehr dünnen Stellen gelang es aber doch, nachzuweisen, daß α nahe an c liegt, $\gamma = b$, β nahe $\perp$ (100); mithin die Ebene der optischen Axen auf der Symmetrieebene senkrecht steht, was mit den Beobachtungen im konvergenten Lichte übereinstimmt.

Schnitte nahezu $\perp$ auf die Prismenzone ergaben deutlich das Bild einer spitzen, negativen Bisectrix mit großem Axenwinkel 2V, dessen Ebene den spitzen Spaltwinkel halbiert. Es sei ausdrücklich bemerkt (was bei so starken Absorptionsunterschieden nötig ist), daß bei Ausschaltung des Analysators dieses Bild nicht sichtbar war, eine Verwechslung mit Absorptionsbüscheln also nicht vorlag. Hingegen waren solche bei Schnitten // (010) deutlich sichtbar. Bei + Nicols sah man das Bild einer stumpfen Bisectrix mit sehr starker gekreuzter Dispersion. Schnitte nahe $\perp$ auf eine optische Axe waren durch die Dispersion und den Pleochroismus unkenntlich gemacht, obschon gerade der letztere in Verbindung mit den Spaltrissen eine Auffindung solcher Schnitte erleichtern müßte. Schnitte nahe (100) zeigten die verwaschenen Kurven der optischen Normale.

Der Spaltwinkel wurde an zehn Splittern gemessen; infolge der wirren Anordnung der Stengel, vielleicht auch durch dynamische Beeinflussung waren die Messungen wenig genau; sie schwankten zwischen 55^0 09—56^0 20, das Mittel ergab $55^0 47'$ (gegen $55^0 46'$ bei Souza-Brandão). Dabei wurden die letzten, besten Messungen mit doppeltem resp. vierfachem Gewichte ein-

---

* Miner.-petr. Mitt. 1903, XXII pag. 123.

gerechnet. Das Mittel aus den letzten fünf Messungen ergab, identisch mit der allerbesten, 56° 01′. Eine zweite, wenig schlechtere Spaltbarkeit nach (010) konnte mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Die Dichte wurde mittelst ROHRBACH'scher Lösung bestimmt, sie beträgt 3.351—3.353. Strich graugrün. Die Analyse, welche Herr Professor Dr. DITTRICH auszuführen die Güte hatte, wofür ihm hier der beste Dank ausgesprochen sei, ist weiter unten wiedergegeben und besprochen.

Wir begegnen hier abermals einem Amphibolmineral*, dessen optische Axenebene ⊥ auf (010) steht. Bereits MICHEL-LEVY hat vor langer Zeit einen Amphibol mit normalsymmetrischer Axenlage beschrieben**, nach ihm beobachtete A. CHURCH-LANE eine solche am »Crossit«. Später, nachdem MICHEL-LEVY's und LANE's Beobachtungen fast vergessen waren, fand BECKE an einem Amphibol vom Lämmerbüchl im Duxertal*** und ungefähr gleichzeitig der Verfasser an einem solchen im Nephelinsyenitporphyr von Predazzo †, dessen spitze Bisectrix α wenig schief auf (100) stand, normalsymmetrische Axenlage. Bald darauf bestätigte ROSENBUSCH an dem Crossit †† die Beobachtung CHURCH-LANE's, von der ihm erst später Mitteilung gemacht wurde; und A. FREUDENBERG †† fand in einem Gesteine des Katzenbuckels einen braunen, dem Katophorit nahestehenden Amphibol, dessen Axen sich in der Ebene (010) stark näherten — stellenweise wurde der Axenwinkel = 0 — und an anderen Stellen sich senkrecht zu (010) wieder öffneten. Dabei blieb α spitze Bisectrix und war mehr oder weniger schief auf (100). Verfasser fand dann an einer braunen, gewöhnlichen Hornblende im Gabbro

* Verfasser zieht hier den Familiennamen dem Gattungsnamen Hornblende vor, da einige Petrographen die normalsymmetrische Axenlage nicht mit diesem Begriff vereinbar halten dürften.

** Laut freundlicher Mitteilung Herrn Professor MURGOCI's, s. HINTZE Handb. d. Min. II. Bd. pag. 1258 Anm. 1 CHURCH-LANE's Beobachtung wurde bisher nicht publiziert, ich verdanke diese Angabe ebenfalls Herrn Professor MURGOCI.

*** Miner.-petr. Mitt. XXI 1902 p. 247.

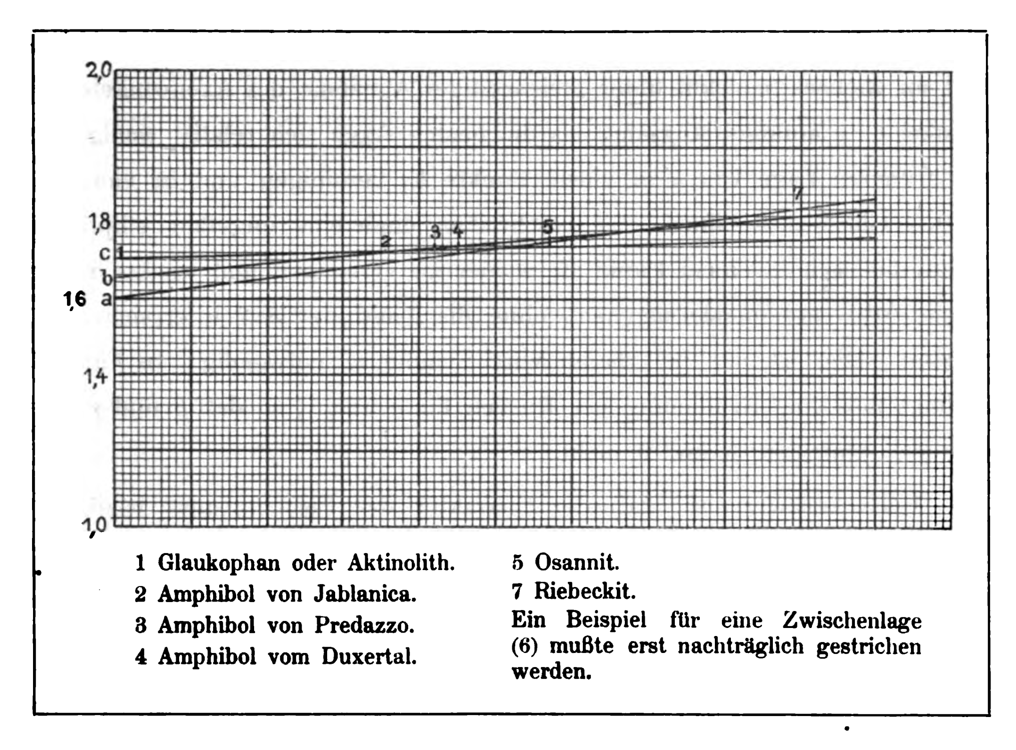
† Ebendaselbst XX 1900 p. 40.

†† Mikrosk. Phys. I, 4. Aufl. pag. 246 u. 247.

von Jablanica* in der Hercegovina dunkelgrüne Fortwachsungszonen, die beinahe einaxig waren, α veränderte auch hier seine Lage nicht merklich gegenüber jener in der braunen Hornblende. In den letzten Jahren, unabhängig von obigen Ergebnissen, fand Murgoci eine ganze Reihe von Amphibolen, deren Axenebene $\perp$ (010) steht; seine diesbezügliche Publikation dürfte bald erscheinen und es sei hier auf dieselbe aufmerksam gemacht.

Der Verfasser hatte bei seinen früheren Beobachtungen auf das Auftreten des Glimmers zusammen mit jenen Amphibolen hingewiesen und vermutet, daß eine beginnende Umwandlung des Amphibols in Biotit durch Aufnahme von Wasser diese Veränderung der optischen Orientierung bewirke; Murgoci findet aber, einer liebenswürdigen mündlichen Mitteilung zufolge, daß bei den optischen Eigenschaften der Amphibolfamilie das Verhältnis $Fe_2O_3 : Al_2O_3$ eine bedeutende Rolle spiele. Verfasser, der Herrn Professor Murgoci dafür dankt, zieht mithin seine frühere Behauptung zurück. Ganz ohne Einfluß wird natürlich der Wassergehalt nicht sein. In seiner Arbeit wird Murgoci diese Verhältnisse näher erläutern; hier sei nur eine kleine, ganz schematische Zeichnung (s. Fig. 1) zur Veranschaulichung angebracht. An dem 0-Punkt der Abscissen sei das Endglied mit γ näher an c, am rechten Ende dasjenige mit α nahe an c gedacht. Die Brechungsexponenten sind als Ordinate aufgetragen. (Der Deutlichkeit halber um einen passenden Betrag vermindert.) Der Brechungsexponent der der Normalen auf (100) naheliegenden Hauptschwingungsrichtung wachse nun mit Zunahme des zweiten Gliedes, welches dem Riebeckit entspreche, etwas rascher als jener von b; dieser bedeutend rascher als jener von der der Vertikalaxe benachbarten Hauptschwingungsrichtung; so wird die Gerade — die Abscissen mögen die Volumverhältnisse angeben — von b zuerst jene von c schneiden, dann jene von a und c; endlich schneiden sich b und a. Wir haben dann zuerst den fast einaxigen Amphibol von Jablanica; der Axenwinkel wächst wieder in einer zur vorigen senkrechten Ebene (Amphibol vom Duxertal), nimmt um b ab, wird wieder 0, und öffnet

* Miner.-petr. Mitt. XXII 1902 p. 499.



1 Glaukophan oder Aktinolith.
2 Amphibol von Jablanica.
3 Amphibol von Predazzo.
4 Amphibol vom Duxertal.
5 Osannit.
7 Riebeckit.
Ein Beispiel für eine Zwischenlage (6) mußte erst nachträglich gestrichen werden.

sich jetzt in der den spitzen Spaltwinkel halbierenden Ebene; wird kleiner um c (jetzt $= \alpha$), wird 0 und öffnet sich endlich wieder in der Symmetrieebene (Riebeckit). Liegen die drei Schnittpunkte nicht sehr weit voneinander, so erfolgt der Wechsel der optischen Orientierung sehr rasch mit der Änderung der chemischen Zusammensetzung, die Doppelbrechung $\gamma - \alpha$ wird für den ganzen Bereich sehr gering sein, was mit den tatsächlichen Beobachtungen ziemlich gut übereinstimmt.

Nach den Untersuchungen Murgoci's wächst aber gleichzeitig mit der Abnahme des negativen Axenwinkels der Winkel $c : \gamma$, wenn der Gehalt an Fe_2O_3 zunimmt. Herr Professor Becke hatte die Liebenswürdigkeit, dem Verfasser mitzuteilen, daß nach den Untersuchungen Wallerant's* und G. Wulff's** sich ein anderes Schema ableiten lasse, von welchem beide

* Bull. d. la Soc. franc. d. Min. XIX, 1896 p. 195.

** Zeitschr. f. Krist. 36, 1902 pag. 19.

obige Schemata nur Spezialfälle sind. Danach wächst bei zunehmendem Gehalt an Riebeckitmolekül unter gleichzeitiger Abnahme des Axenwinkels der Winkel $c:\gamma$ anfangs langsam, bis die beiden Axen sich relativ wenig von der früheren Lage von α in einem Punkte E_1 vereinigen und in einer zu (010) ⊥ Ebene sich öffnen. Sie beschreiben dann eine ungefähr elliptische Bahn, um sich in einem Punkt E_2 wieder zu vereinigen und wieder in der Ebene (010) auseinanderzugehen, ohne die Lage der Axe b erreichen zu müssen. Dies ist nur bei rhombischer Symmetrie notwendig. In Figur 1 bedingt dies eine Krümmung der Kurven für α und γ, so daß β und γ sich zweimal schneiden, α und β nicht.*

Bemerkenswert ist, daß der Charakter des Pleochroismus bezüglich der a näherliegenden Schwingungsrichtung unabhängig von der Änderung der Brechungsexponenten bleibt, so daß die Richtung der schwächsten Absorption zuerst α, dann β, endlich γ ist.

Nun sei noch die Analyse des Amphiboles von Cevadaes diskutiert. Herr Professor DITTRICH fand:

	gefund. %	Molek. %	gerechn. Mol. %	ger. Gew. %
SiO_2	49.55	55.60	57.93	50.34
TiO_2	0.34	0.28	—	—
Al_2O_3	0.97	0.64	—	—
Fe_2O_3	16.52	7.00	7.92	18.23
FeO	20.38	19.19	22.59	23.40
MnO	1.30	1.24	—	—
MgO	0.16	0.27	—	—
CaO	0.90	1.09	—	—
Na_2O	6.53	7.12	7.92	7.08
K_2O	0.85	0.61	—	—
H_2O	1.85	6.96	3.66	0.95
Summe	99.35	100.00	100.00	100.00

* An Stelle von a, b, c, ist dann natürlich $\alpha\ \beta\ \gamma$ des ersten Gliedes zu setzen.

Zu dieser Analyse sei bemerkt, daß die FeO-Bestimmung an später eingesandtem Material vom selben Blocke, nicht aber von derselben Linse vorgenommen wurde; das erste Material ließ sich sehr schwer aufschließen, so daß für die Versuche die ganze nach der Hauptanalyse Herrn Professor DITTRICH zur Verfügung stehende Menge aufgewandt werden mußte. Herr Professor OSANN hatte die Güte, mir sein Handstück zur Verfügung zu stellen, wofür ihm hier herzlichst gedankt sei. Auf diese Weise erklärt sich die von 100% stark abweichende Endsumme, die nach einigen von Herrn Professor DITTRICH angegebenen Korrekturen* auf 99.35% stieg.

Die Zahl für FeO ist das Mittel aus drei Bestimmungen: 18.92%, 21.22, 21.01; die Aufschließung fand mit $HF + H_2SO_4$ im CO_2-Strome statt. Bei der Berechnung der Analyse stellt sich ebenfalls eine Differenz heraus, welche auf Ungleichheit des Materiales geschoben werden muß: der Alkalienbetrag, ohne Einrechnung des Wassers, übersteigt die Ziffer für $Fe_2O_3 + Al_2O_3$. Die Formel wurde darum so berechnet, daß die Zahl für $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ als Grundlage genommen wurde, TiO_2 wurde mit SiO_2, MnO, MgO, CaO mit FeO, K_2O mit Na_2O vereinigt. Die dann restierende SiO_2 wurde an H_2O zu einem Molekül H_2SiO_3 gebunden, das allerdings zunächst nur Rechnungszweck hat; der Überschuß an H_2O wurde vernachlässigt. Die Differenz der Materialien dürfte jedoch kaum groß genug sein, um eine wesentliche Rolle des Wassers in der Konstitution des Amphiboles zu negieren. Nach dieser Berechnung ergibt sich folgende Formel: 54.7 $(Na, K)_2 (Fe, Al)_2 Si_4O_{12}$ + 39.0% $(FeMnMgCa)_4 Si_4O_{12}$ + 6.3% H_2SiO_3. In dem letzteren Glied konzentrieren sich alle Unrichtigkeiten der Analyse und der Berechnung. In Kolonne III der Tabelle sind auf Grund dieser Formel die Molekularprozente, in Kolonne IV die daraus berechneten Gewichtsprozente zusammengestellt.

Der Amphibol von Cevadaes dokumentiert sich also als ein zwischen

* Die SiO_2-Ziffer betrug ohne sogenannte kleine SiO_2 48.88, das Na_2O ist aus der Differenz der Chloride berechnet, die direkte Wägung gab 6.37%.

Riebeckit und Arfvedsonit stehendes Glied der Amphibolfamilie. Was den Zusammenhang zwischen optischer Orientierung und der chemischen Zusammensetzung anbelangt, so läßt sich leider etwas Bestimmtes in Anbetracht der möglichen Ungleichheit des Materiales sowie der unsicheren Rolle des Wassergehaltes nicht aussagen, es sei diesbezüglich auf Murgoci's Arbeit verwiesen, der auch eine Zusammenstellung mit früheren Analysen bringen wird. Sicher dürfte aber sein, daß neben dem Verhältnis $Al_2O_3 : Fe_2O_3$, welches Murgoci als Hauptfaktor betrachtet, der Wassergehalt eine nicht unwesentliche Rolle spielen dürfte; es läßt sich leicht vorstellen, daß in der Nähe der Schnittpunkte eine Verschiebung derselben durch stärkere Verringerung eines der Brechungsexponenten leicht eintreten könne; umsomehr, als dieselben einander wahrscheinlich sehr nahe liegen. Jedenfalls aber ergibt sich aus den Beobachtungen an der Amphibolreihe, daß auch bei einem monosymmetrischen Minerale bei isomorpher Mischung die Lage der optischen Axenebene keine konstante sein muß. Das ist allerdings nichts Neues, wird aber in der Praxis zu wenig beachtet.

Schließlich möchte der Verfasser noch vorschlagen, Amphibole, deren optische Axenebene den spitzen Spaltwinkel halbiert, und deren I. Bisectrix (α) nahe der Prismenaxe c liegt, mit dem Namen »Osannit« zu bezeichen; nach einem langjährigen Assistenten des Jubilars, dessen Begleiter Verfasser bei dem Besuche von Cevadaes war; dem er also diese Arbeit überhaupt verdankt: Herrn Professor Dr. Alfred Osann in Freiburg i. Br., und so mit dem Schüler zugleich auch den Meister zu ehren. Die Bearbeitung der übrigen Gesteine von Cevadaes ist Herrn Professor Dr. Osann vorbehalten. Bezüglich der Namengebung der übrigen normalsymmetrischen Glieder der Amphibolfamilie sei auf die Arbeit Murgoci's hingewiesen.

The Geology of the Guaynopita District, Chihuahua.

A contribution to the knowledge of the structure of the Western Sierra Madre of Mexico.*

By Edmund Otis Hovey, Ph. D.

(With 2 plates and 7 textfigures.)

It is well known that the great central plateau of Mexico has approximately the shape of an oblique parallelogram with its length extending very nearly northwest and southeast. The east side of this elevated block is well marked by the Sierra Madre Oriental. The west side is even more definitely marked by the Sierra Madre Occidental. The southern limit of the plateau region is the complex system of mountain ranges crossing the country from east to west south of the city of Mexico. Upon this edge of the plateau rise some of the grandest volcanoes in the world. On the north the plateau region of Mexico merges into that of the western part of the United States, from which it is not set off by transverse mountain ranges. On the contrary, the several longitudinal ranges which rise between

* Based upon field observations made for the American Museum of Natural History by the author, who accompanied Prof. Robert T. Hill on an expedition into the Western Sierra Madre, Mexico, Febr.—Apr., 1905. Magnetic readings have been changed to true by correcting for variation 11° E.



the eastern and western limiting Sierras continue northwestward more or less definitely, but with diminishing importance, across the international boundary.

The geological map of Mexico published in 1889 by Antonio del Castillo shows along the eastern edge of the northern part of the plateau many long, narrow areas of Cretaceous limestone with general N. W.-S. E. trend rising through the overlying Tertiaries and suggests the idea, which has been worked out by the Mexican geologists, that the limits of the elevated block forming the plateau have been determined by constructional lines and profound fracturing and faulting. This thought has been particularly emphasized too in the writings of Robert T. Hill, who thus connects the form of the plateau with the great structural lines of the continent. The Rio Grande follows this continental structural line from a point near Hillsboro, New Mexico, southeast to the Great Bend, a distance of approximately 600 km, and after its break northeastward through the Pecos Mountains again follows this N. W.-S. E. line for more than 400 km, until it reaches the lowlands of the Gulf of Mexico. The northwesterly trend of the Pacific coastline of Mexico from the state of Jalisco northwestward is very evident, and its determination is due to the same structural forces.

The Mexican plateau as a whole rises gradually, but not uniformly, from about 1220 m near Ciudad Juarez to about 2250 m at the city of Mexico. In fact, the profile of the Mexican Central Railway which traverses lengthwise the great plateau shows that along this line the plateau may be divided into two parts, a northern, extending from C. Juarez to Torreon, and a southern, from Torreon to Balsas, south of the southern break-off and in the great E.-W. fracture zone*. The northern of these portions averages about 1370 m. while the southern averages 2,000 m in elevation

* Regarding the existence of this transverse fracture zone south of Mexico City see J. G. Aguilera, "Sobre las Condiciones Tectónicas de la República Mexicana". Mexico, 1901.



above the sea. The railroad, however, follows a succession of comparatively small, nearly level basins, avoiding the mountains, and thus its profile does not give a perfect idea of the plateau.

The surface of the general plateau is dotted with innumerable "bolsons" or pocket deserts, the drainage of which never reaches either ocean. There are many large lagunas within these bolsons which receive the more or less permanent streams which flow from the mountains in seasons of rain. Evaporation is so great during dry seasons that the lagunas and even the bolson portion of the streams disappear. During the journey southwestward from El Paso to Guaynopita we passed successively through one level inclosed basin after another at varying altitudes from 1260 m near Ciudad Juarez to about 2110 m in the Llano Bavicora. South of Guaynopita high mesas or table lands which are probably the remains of similar basins were encountered up to 2400 m of altitude.

There seems to be no difference in origin between the arid bolson deserts of the lower levels of the plateau and the fertile inclosed basins of the high mesa. The latter on account of their present situation receive the needed rainfall which is lacking from the former and hence are coated with vegetation. Their existence points to the prevalence of arid or semiarid climatic conditions in earlier time.

Some of the high inclosed basins, like the Llano Bavicora, are true bolsons in that there is no external discharge for their drainage; others, like the Llano Cristo of the Hacienda San Miguel, have lost part of this character through the capture of some of their drainage by the cutting back of the headwaters of external streams through the surrounding mountains. The Llano Cristo has been invaded from the south by a tributary of the San Miguel river which discharges its waters through the Casas Grandes river into the Laguna de Guzman. The history of these bolson deserts and high inclosed basins is this: The vast majority of the mountains of the plateau are either volcanoes or at any rate are eruptive in origin, and ash-

beds alternate with lava flows over wide areas. Basin-shaped valleys were formed constructionally between the centers of eruption or were developed through the action of gravity on ledges and slopes disintegrating in an arid or semi-arid region where there are no permanent streams. Diurnal and seasonal variations in temperature are great, the daily range often exceeding 60° C, with resulting rapid disintegration not only of the ledges but also of the fragments broken therefrom. The work of desintegration is assisted of course by frost and other well known agents, but particular stress is laid upon the direct part played by diurnal variations in temperature as being of great importance in arid and semi-arid regions. Gravitation, sheet-flood transportation and wind have carried the material from the mountains into the basins until level plains have been formed, filling them more or less completely*. Hundreds of "buried mountains" due to this action are to be seen in northern Mexico and southwestern United States. Where periodic or permanent ponds or lakes have existed, they have acted as settling-tanks for the dust, sand and gravel blown or carried into them, with the result that well-stratified beds occur among the less regular wind, slide and wash** deposits.

The southwestern longitudinal half of the great general plateau includes the Western Sierra Madre, and is higher, more massive and more important from a geological standpoint than is the northeastern half, and it is as a contribution to the geological history of this southwestern half of the plateau that the present description of the region about Guaynopita in the western part of the state of Chihuahua is offered. It pertains to a part of the vast

* For a thorough discussion of this subject see W. M. Davis, "The Geographical Cycle in an arid Climate", Journal of Geology, Vol. XIII, pp. 381—407, and the publications cited therein.

** Wash deposits are those which have been brought down by torrents or by sheet-floods. Slide deposits are formed by the constant downhill tendency of loose fragments through gravity without the aid of water.



Fig. 1. Canyon of the Aros at Guaynopita.

Ordoñez Butte shows in the center of the middle ground. The nighest peak is Candelaria Mt. Sloping gently eastward from this is the great Cuesta out of which have been carved the canyons of the Aros and the Chico rivers. The Aros river is seen at the left more than 1000 meters below the point of view.



Fig. 2. Section of Cretaceous Limestone

exposed in Guaynopita Peak at an altitude of 1640 m above the sea, or 440 m above the river. Looking northwest. Note the vertical and reflexed beds and overthrust faults.

Photographs made for Am. Mus. Nat. Hist. by E. O. Hovey. Lichtdruck v. E. Schreiber, Stuttgart.

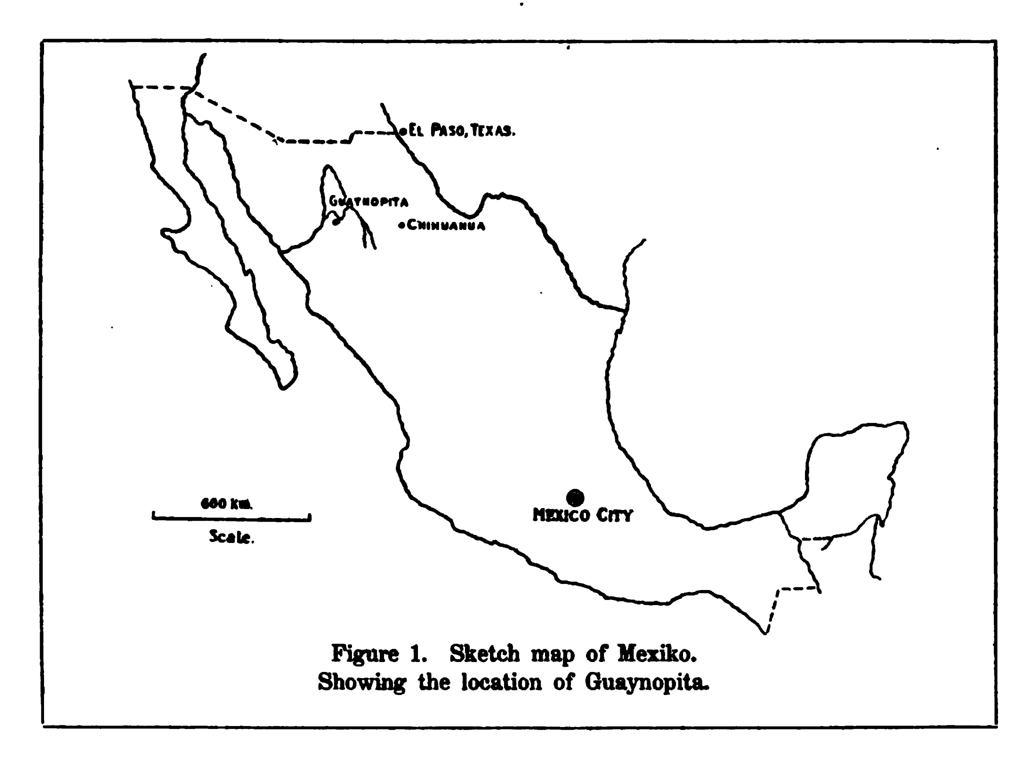


Figure 1. Sketch map of Mexiko.
Showing the location of Guaynopita.

region left uncolored on Castillo's map as being unknown geologically, and only colored generally for rhyolite by Ordoñez in the map accompanying Bol. del Instituto Geológico de Mexico, No. 14. 1900.

The little district of Guaynopita, scarcely 4 km. square, lies in the canyon of the Aros river in latitude 29° 22′ north and longitude 107° 2′ west (of Greenwich). It is about 130 km north of Ocampo (Jesus Maria) or 250 km nearly west of the city of Chihuahua. At the time of the author's visit in February and March, 1905, the nearest railroad station, Miñaca, on the Chihuahua and Pacific Railway, was distant ten days' hard travel by pack train over a rough trail. The western boundary of the state of Chihuahua passes but a very few kilometers west of the district. It is in the heart of the Western Sierra Madre, near the western limit of the high plateau region, and at the beginning of the zone of advanced erosion which lies east of the high summits of the mountains bordering the western edge of

the general plateau. The Aros River, which is the principal tributary of the Yaqui, an important stream flowing into the Gulf of California, cuts its way in a general westerly direction through the Sierra Madre in a gorge which, in the Guaynopita district, is about 1200 m. deep and affords an admirable cross-section of the rocks composing a large part of the thickness of the plateau. About 25 km east of Guaynopita the Aros Canyon reaches a depth which is estimated at about 1500 m below the summits of the bordering mountains, without, however, reaching the oldest rocks which are exposed in the Guaynopita section.

The limit of the canyon of the Aros northward is the transverse edge of the great cuesta which slopes gently at an angle of 3^0 from the horizontal from the Candelaria Peaks eastward. This cuesta is a constructional plain made up for the most part of lava (dacite, rhyolite and basalt) flows and ashbeds. The small streams have followed a consequent course down the slope and have been gathered together by the Chico River as a trunk stream flowing southward into the Aros. The Aros has worked its way inward from the west transversely across the Candelaria cuesta and has captured the Chico drainage, carrying it now in a direction exactly opposite to the primary drainage of the cuesta.

The canyon of the Aros at Guaynopita is strongly V-shaped and is in a youthful stage. The erosion by the master stream is going forward so much more rapidly than that of the tributaries, which are more intermittent in their flow, that hanging valleys are produced and steeper slopes are found in the lower than in the middle part of the walls of the canyon. An interesting geographical feature is shown in a cut-off by the river in its rocky bed (at A on the map, Fig. 2) and the consequent shifting of the whole stream more than its full width to the north. This shifting has occurred in granite and the rapid character of the stream is shown in the large and beautiful pot-holes in the reef which separates the new from the old channel. Numerous small pot-holes occur in the edge of the limestone

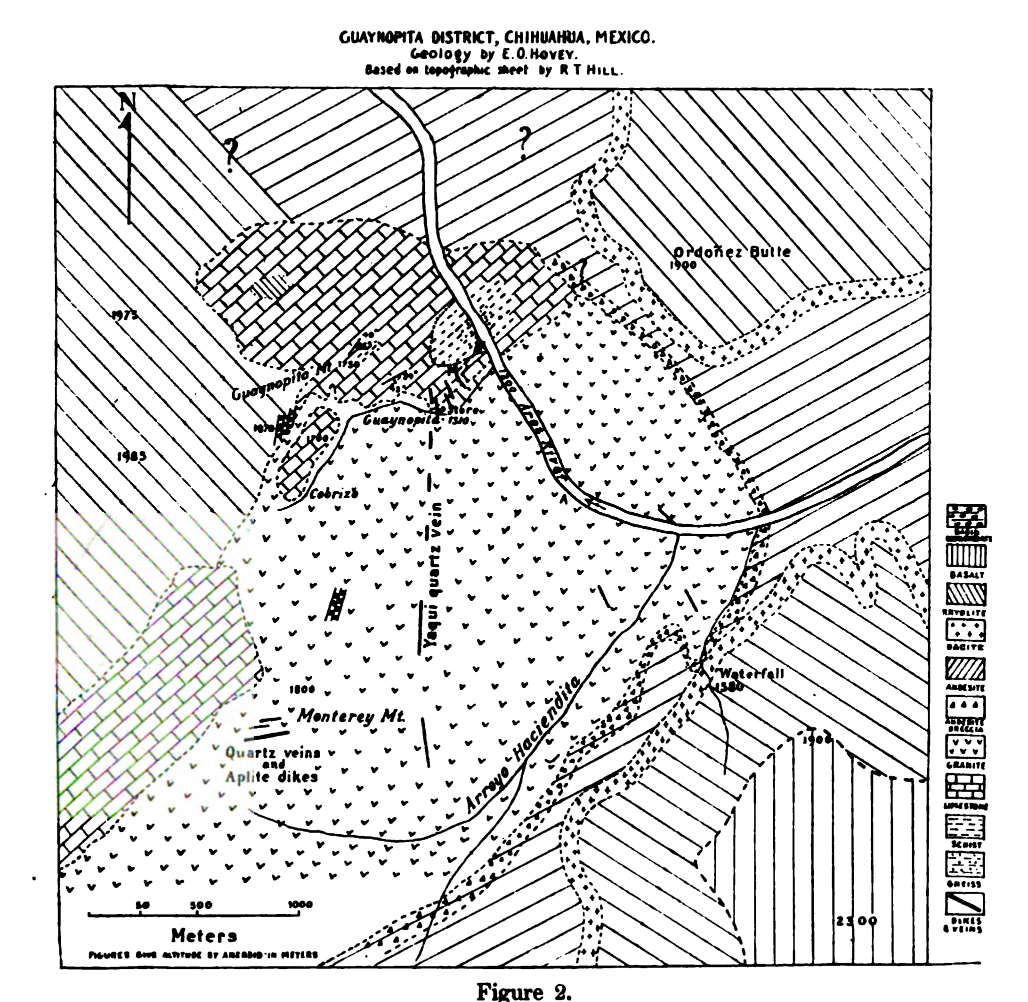


Figure 2.
Map of the Moyie Sill, taken from the plane-table sheet of the International Boundary Commission.
Explanation: 1. Moyie Argillite. 2. Kitchener Quartzite. 3. Hornblende gabbro. 4. Granite (acidified zone of sill). 5. Creston Quartzite. 6. Alluvium.
Conventional sign for strike and dip. Isohypses in feet. Scale 1 : 64000.

bluff overlooking the company's house and store at Guaynopita camp, testifying to the presence of the river there at one time. These pot-holes in the limestone are 150 to 160 m above the present level of the Aros.

The oldest rock at Guaynopita is a bluish gray semicrystalline lime-

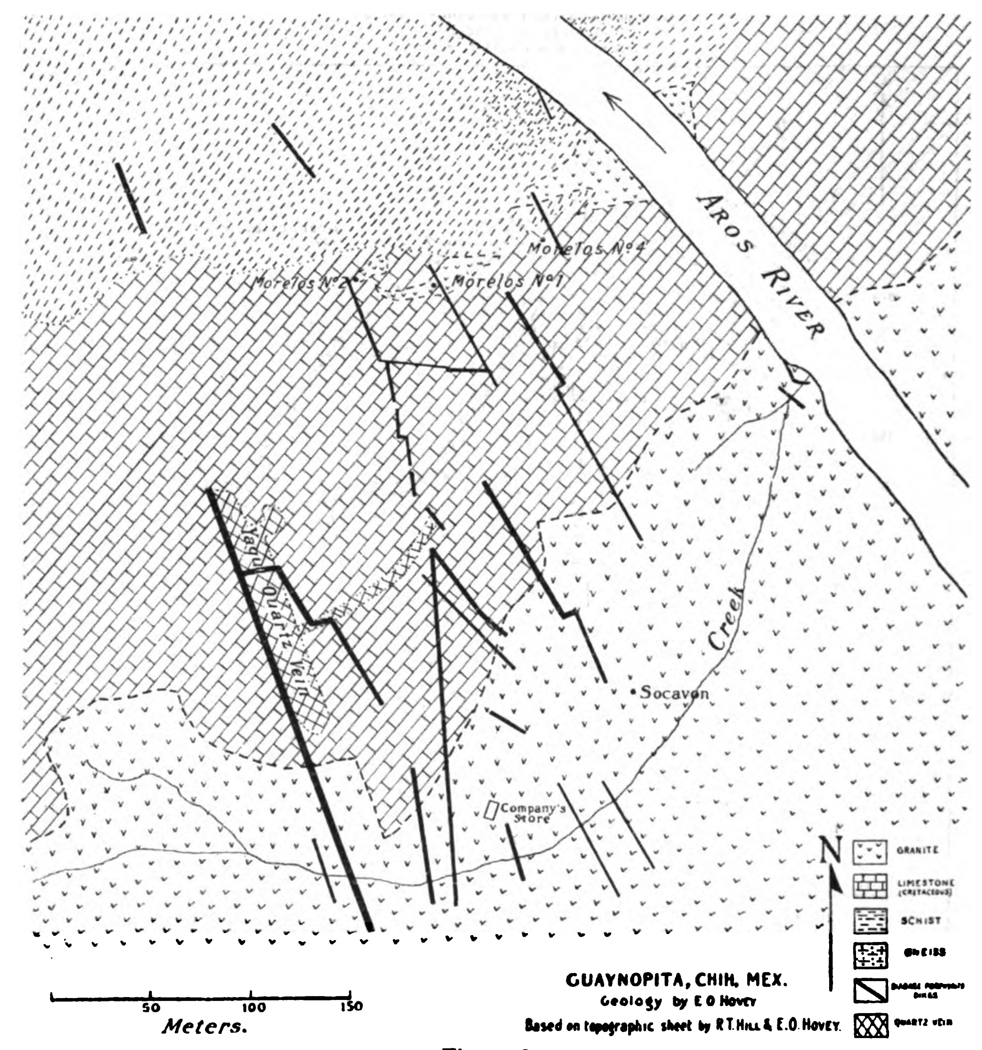


Figure 8.

Section of the Moyie Sill along line of the International Boundary. Horizontal and vertical scales: 1 : 64000.

---

stone with a general strike of N. 53—55° E. and dips varying from 42° E. to verticality and overturn. The rock has suffered much from metamorphism. In Cobrizo Peaks the limestone strikes N. 39° E. and dips 60°—65° W. On the top of Guaynopita Mt. the strike is N. 40° E., the dip 85° E. Fossil

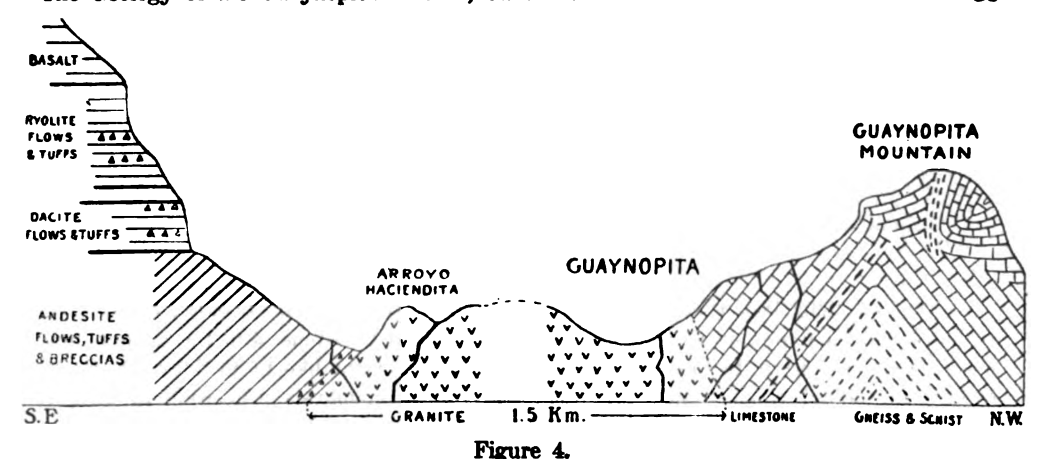


Figure 4.

Idealized section across Guaynopita district from S. E. to N. W. Heavy black lines are diabase porphyrite dikes. Proportions are entirely schematic.

remains are rare, and they are so deformed as to be unrecognizable to one not familar with the appearance of these southwestern rocks. We found enough, however, to lead my associate, Prof. R. T. Hill, who is an authority upon the mesozoic rocks of southwestern North America, to refer the limestone to Cretaceous age, and I accept this reference. Cretaceous limestone associated with granite is indicated upon Castillo's map as occurring east of Casas Grandes and at Sahuaripa in the Western Sierra Madre, the latter being only 60 km N. W. of Guaynopita. Limestone referred to the same age occurs also near General Terrazas's hacienda of San Diego, which is not more than 120 km in an air line N. N. E. from Guaynopita. The montain-building forces acted from the west against the rising plateau region in such manner as to tilt, contort and fault the limestone beds.

The measure of the action is seen in the completely overturned and flexed strata in the upper part of Guaynopita mountain, the overthrust faulting in the vicinity of the Cobrizo Peaks and in the endomorphic changes which have led to the production of micaceous calcareous schistose layers in the midst of the folds of limestone. These schists are so interstratified with the limestone and the gradation is so gradual from one to the other as to

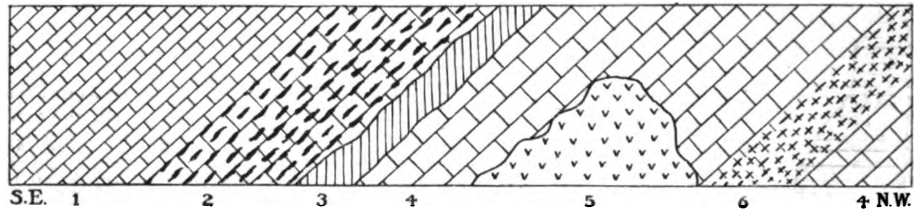


Figure 5.

Section along trail east of Morelos No. 2 tunnel, Guaynopita. Looking S. W. 1. Thick bedded limestone 25 to 30 m. 2. Heavy bedded limestone, 4 m thick, containing many bands of chert 10 to 15 cm thick. 3. Diabase porphyrite dike 1.5 m thick. 4. Heavy bedded limestone; silicified near the dike. 5. Granite apophysis 9 m wide at base of section. 6. Calcareous chloritic schists 2.5 m.

show that the schist is the extreme of metamorphism of impure (clayey) layers of the limestone. Less highly metamorphosed shaley layers are exposed in the limestone east of Morelos No. 1 tunnel (see map, Fig. 3) and one bed of calcareous chloritic mica-schist 2.5 m to 3 m thick was observed strictly interbedded with the limestone. The face of the bluff overlooking the Aros river a few yards west of the openings of the Morelos tunnels shows a large area of schist of apparently the same derivation, for it is of exactly similar character, and the gradation into the typical limestone seems clear.

Following the schist down to the bank of the river leads one gradually to a considerable exposure of hard, solid, feldspathic gneiss, which seems to have been derived from the schist. If this reasoning be correct, and the field evidence is strongly in its favor, we have at Guaynopita a true gneiss derived from a calcareous shale, or a shaley limestone, by regional metamorphism. The gneiss forms the middle portion of the fold of schist, while the main part of the schist lies between the sides of an anticline of limestone. Granite occurs associated with the gneiss, but it is evidently intrusive therein and is apparently the same as the granite which is intrusive in the limestone. Endomorphic contact metamorphism is pronounced in the granite inclosed within the gneiss, but it seems to consist solely in the pro-

duction of a finer grained rock. The limestone is about 150 m thick as exposed in the bluff beside the Morelos tunnels. This is a minimum value and does not take into account the extensive erosion that has evidently taken place here. The schist to the center of the anticline west of the Morelos workings has about the same thickness, making the minimum total thickness of Cretaceous beds here not less than 300 m.

The bed of the creek which flows past the store follows close to the contact between limestone and granite* from the high ground southwest of the Cobrizo Peaks to the Aros River. The Cobrizo Peaks, which rise about 460 m above the store, have essentially the same altitude as Guaynopita Peak, and like that eminence, consist of limestone. Between the Cobrizo Peaks and Guaynopita Mountain, however, there are apophyses of granite extending into the limestone and rising high on the mountain. They approach so near to the rhyolite indeed that one is justified in thinking that the rhyolite rests on a subaërially eroded surface composed of both limestone and granite. The relations of the rocks as exposed in the bluff below Guaynopita Peak are shown in the diagrammatic section, Figure 4.

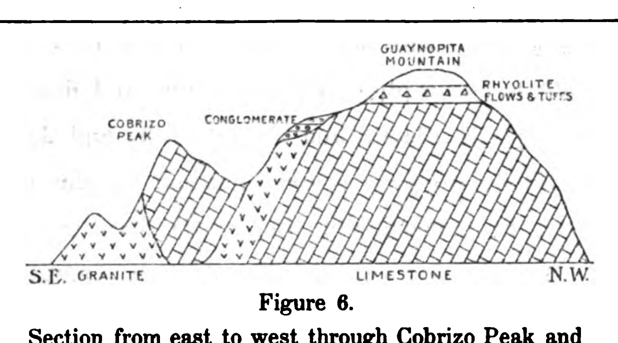


Figure 6.
Section from east to west through Cobrizo Peak and Guaynopita Mountain. The proportions are entirely schematic.

About 1.5 km up stream (southeast) from the limestone the other side of the granite abuts against and evidently is intrusive under a bed of old

* The occurrence in Mexico of granitic rocks of post-cretaceous age seems to have been noted first by E. Ordoñez. Vid. Bol. Inst. Géol. Mex. Nos. 4, 5 and 6, pg. 76.

basic (andesitic) breccia. On account of high water we could not cross the Aros River to study the bluff to which Hill and the author propose to give the name of "Ordoñez Butte", in honor of the eminent Mexican geologist, E. Ordoñez, but conditions were such as to permit fairly close determination of the relations of the beds. From this inspection it appeared that the basic breccia and overlying andesite flows curved over the granite and lay unconformably against or were superposed upon the limestone. They have a lower angle of dip (43°—45°) than the limestone (68°—70°) at its contact with the granite. There is a strong unconformity between the old basic eruptives (andesite tuffs and flows) and the overlying younger acid eruptives (dacite and rhyolite tuffs and flows). The old eruptives have been tilted into their present position by the intrusion of the granite, but it must be remembered that if the basic eruptives lay unconformably on the limestone and the granite intrusion separated the beds, the dip of the upper beds would be reduced. It remains to be determined whether the older eruptives lie conformably upon the limestone beds and therefore antedated their deformation, or were originally unconformable to the limestone and were therefore later in extrusion than the folding and metamorphism of the sedimentary rocks. In either case the andesitic rocks antedate the granite. The andesitic rocks present no peculiarities in macroscopic appearance or under the microscope to differentiate them from the similar rocks which have been described from the Pacific Coast region. They are dark gray in color and often of vesicular texture. They suffer much from desintegration and decomposition.

On the south side of the river the contact between the granite and the breccia is exposed in the lower part of the canyon and is very sharp, but that between the breccia or the overlying andesite and the limestone was not found. It may lie in the head of the Arroyo Haciendita or westward thereof, but time was lacking to search for it. The reason for looking here for the occurrence of the contact is the southward dip of the axis of



Photographs made for Am. Mus. Nat. Hist. by E. O. Hovey. Lichtdruck v. E. Schreiber, Stuttgart.

Ordoñez Butte. Guaynopita.
Southwest face, showing highly tilted, flexed and folded limestone and schist.

the folds of the limestone at Guaynopita and the consequent canoe shape or plow-share shape of the general mass which brings the exposures of the overlying beds in toward the axis as one advances toward the south. It is not certain, however, that the contact between the old basic eruptives and the limestones exists south of the river, since above Guaynopita Peak the younger acid eruptives lie directly upon the limestone.

The breccia is much altered. It is dark green in color and seems to have originated in an eruption or series of eruptions of andesitic lava, since it contains angular fragments of the same material. It is probably an ancient ashbed. The bed of the breccia is from 6 to 10 m thick, whereas the overlying massive andesite is much thicker and more important.

About 120 km south of Guaynopita in the canyon of the Moris river we found extensive areas of old conglomerate and sandstones made up of andesitic materials with dip of 15° to 20° eastward. Our route did not carry us far enough to the west to learn whether granite was associated with this or not, and we could not determine whether the conglomerate was the equivalent of the andesitic breccia at Guaynopita or not. Professor Hill and the author have proposed the name of Navosaigame formation for this, under which name the author has described it in the Bulletin of the American Geographical Society for September, 1905. About 60 km south of the Moris we came upon the northern limit of the great area colored upon the Mexican map as containing gneiss, schists and other metamorphic rocks and assigned to the Archaean. Areas of granite and other deepseated igneous rocks are reported as associated with these schists. Limestones associated with shale and intrusive granite are reported by W. H. Weed*, and in view of the phenomena at Guaynopita it would seem advisable to examine the areas again to learn whether the schists are really as old as

* Notes on a section across the Sierra Madre Occidental of Cihuahua and Sinaloa, Mexico, Trans. Am. Inst. Min. Eng., vol. XXXII. 1901. Plate.

they have been supposed to be. This schist area is reported as extending the whole length of the state of Sinaloa.

The younger effusive rocks in the Guaynopita region are dacite and rhyolite tuffs and flows, above which there occur in places the remains of flows of basalt. The dacite is rather light gray to reddish gray in color, and has abundant phenocrysts of quartz and biotite. It may be distinguished from the rhyolite through its more pronounced granular texture. The beds of dacite appear as light-colored bands in the bluffs. The rhyolite is extremely siliceous in character, free quartz being abundant in the rock itself and projecting as minute perfectly developed crystals into numerous small cavities. The flow structure of the rock is very pronounced even under macroscopic study. In color it is light gray or pinkish gray when fresh, weathering to strong red and brownish red. Some obsidian was observed. The rhyolites of Mexico present themselves under several minor varieties. They cover an enormous territory and have been reported upon in considerable detail by E. Ordoñez in Boletin del Instituto Geológico de Mexico, Nos. 14 and 15. The tuffs are various in color, browns, reds, lavender and grays predominating.

Along the ridge leading southwest from Guaynopita Peak the andesitic breccia and flows seem to be absent. The limestone is in direct contact with the granite below and with a rhyolitic breccia and flows of rhyolite above. In the acid breccia, however, on the top of the ridge about 1 km and 1.5 km southwest from the bluff forming the northern limit there are two areas of blackish obsidian, somewhat devitrified. The northeastern of these areas is nearly circular in shape and is 18—20 m across, the other is elliptical and 30—32 m in longer diameter.

The granite is a biotite granitite of medium coarseness of grain, associated with hornblende granitite and true granite facies. Chalcopyrite, pyrite and magnetite are the principal accessory minerals, though zircon, apatite and sphene (?) also were observed. The chalcopyrite has furnished the copper ores to the great veins which give economic importance to Guay-

nopita. The ores carry commercially important values in gold and silver. The relations of the granite to the limestone are clear and are shown in several sections. The main mass of the granite rests under the limestone and rises above it on the east, where erosion has probably carried much of the latter rock away. Many apophyses rise from the granite into the limestone, clearly proving the intrusive character of the former. A typical example is shown at the mouth of Morelos No. 1 Tunnel, a sketch of which is reproduced in Figure 7.

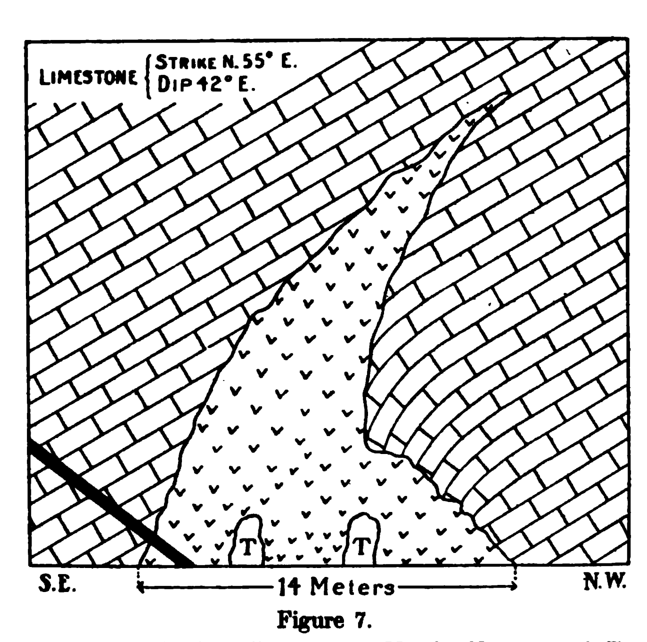


Figure 7.
Granite apophysis in limestone at Morelos No. 1 tunnel (T), Guaynopita. Looking S. 55° W.

Contact phenomena are comprised primarily in the serpentinization and marmorosis of the limestone. The effects are noticeable for a distance of 4 to 5 m from the granite, when the contact plane coincides with the bedding; for a less distance, when the contact plane is perpendicular to the bedding. Furthermore, the contact phenomena in the limestone decrease in intensity along the apophyses of granite and increase in the intrusive rock, the granite becoming finer grained in the extremities of the tongues.

The metamorphism along the contact of the granite with the limestone varies much in different places. It has been affected and obscured at many points by the action of percolating waters. In the arroyo leading to the "Cobrizo" area southwest of the mining company's office, the maximum of contact metamorphism was observed where an epidotized zone three or four

meters wide occurs in the granite. The contiguous limestone is heavily serpentinized. Associated with the epidote there is much crystallized garnet. The alterations directly due to the heat of the granite are more evident in the gneiss than in the limestone, the granite apparently having assisted the mountain-making forces in the transformation of the schist into gneiss during the elevation of the region and the tilting of the limestone. This assumption would carry with it the supposition that the intrusion of the granite coincided with the latter part of the period of deformation of the beds of limestone.

Direct evidence was not observed at Guaynopita bearing upon the relationship of the granite to the rhyolite lying above the limestone. Some authors have considered the granite to be the deepseated direct source of the younger acid eruptives. To the author it seems, as has been pointed out in a preceding paragraph, that this is not indicated for the Guaynopita region. The sequence is rather: deposition and subsequent elevation of the limestone with some tilting and folding; the eruption of the older andesitic breccias, ashbeds and flows, which are probably somewhat unconformable to the limestone; the intrusion of the granite, and the completion of the elevation and metamorphism of the limestone, the extrusion of the dacites and rhyolites and finally of the basalt.

Cutting through the granite and the limestone are numerous basic dikes from a few centimeters to three or four meters in thickness. These dikes are composed of diabase porphyrite. They follow the major jointing of the granite, nearly N. and S. (true), and also cut across it; they go in all directions with reference to the stratification of the limestone, there being at least one instance of a narrow dike, 40—50 m thick, having forced its way along the bedding planes. As usual the crevices followed by the dikes are very irregular in width, there being numerous offsets and pinches. The dike rock has decomposed and eroded away faster than even the limestone, and it is hard to find a fresh specimen of it, except in the granite.

The diabase porphyrite has phenocrysts of plagioclase (labradorite) imbedded in a fine crystalline matrix of plagioclase (labradorite) with some augite, but no olivine. Magnetite is abundant in the thin section and ilmenite is plentiful in beautiful arborescent crystal-growths. Pyrite and chalcopyrite occur in the rock. The phenocrysts are not prominent, macrospically, in the fresh dike rock, but alteration turns them soon to dull white in color, causing them to be very noticeable in the partly weathered material.

Contact phenomena between dikes and granite and between dikes and limestone are not very prominent. Local enrichment or concentration of lead and copper sulphides (galenite and chalcopyrite) has occurred in connection with some of the dikes, but this is to be assigned to the action of percolating solutions rather than to contact metamorphism. This secondary deposition of ores occurs chiefly in the limestone, the best instance being observed near the mouth of Morelos No. 2 tunnel, but both limestone and granite are affected.

Great siliceous veins likewise cut through the granite and the limestone, some of them with great persistence. These veins vary from mere threads to massive walls 15—18 m thick which on account of their resistance to erosion, can be traced across country for several kilometers. The largest goes by the name of the Yaqui vein. The veins consist essentially of porous, granular quartz, and some of them contain much valuable argentiferous and auriferous copper ore. The ore-bearing quartz veins contain specular hematite, pyrite, chalcopyrite and tetrahedrite, as primary ores, and limonite, malachite, azurite and probably other hydrous oxides as alteration products. Fumarole as well as hot-spring action seems to have been long continued through the great fissures which are now occupied by the quartz veins. The Yaqui vein is crossed by at least one porphyrite dike, and others oı the quartz veins likewise have been intersected by the eruptive dikes. The dikes are therefore younger than the tilting of the limestone, the intrusion of the granite and the formation of the quartz veins.

South of the Guaynopita store the Yaqui vein continues in a somewhat disconnected manner for more than 2 km. The trail to the Monterey group of veins crosses the vein about 1200 m south of the store at an elevation 200 m higher than its exposure near the store. The course of the vein between these two points is very nearly north and south, but it turns 10° to the eastward becoming S. 10° E. (N. 10° W.) across the Arroyo Haciendita. At the trail crossing the vein is 6 to 8 m wide and consists of fine granular (sugary) quartz much stained with iron and manganese. Pyrite is present in some quantity, but the copper sulphides are not abundant here.

About 1250 m S. S. W. of the mining company's store at Guaynopita and 450 m above it, or 1750 m to 1800 m above the sea, is the area of veins in the granite known as the Monterey group. This group consists of 6 or 7 strong quartz veins from about .75 m to 1.5 m in breadth and 20 or more others of less importance. The larger veins are essentially parallel to one another with a course N. about 70° E. and a hade of 25° to 40° from the vertical toward the north with one exception which hades 25° toward the south. These quartz veins are between zones of decomposed granite, each of which is of greater width than the vein it accompanies. In the quartz veins are large amounts of pyrite, chalcopyrite and tetrahedrite together with smaller quantities of oxidized ores. The strongest of the quartz veins is exposed continuously for some 300 m. Some of the veins too stand out boldly like walls above the decomposing granite. In addition to these quartz veins there are narrow aplite dikes running in a general northeasterly and southwesterly direction and at least two dikes, each about 1 m in thickness, of a basic intrusive, probably diabase. If these quartz veins were produced eastward they would intersect the great Yaqui vein in the lower portions of the Arroyo Haciendita.

High (1870 m) on the southern slope of Guaynopita Mountain a bed of coarse sandstone and conglomerate lies directly upon the granite. A similar bench of conglomerate is exposed on the mountain side two thirds of the

way from Guaynopita store to the Monterey quartz veins. These sandstones and conglomerates are made up of the wash from the mountain sides and are remains of the deposits filling the inclosed basin (bolson) which lay between Ordoñez Butte and Monterey Mountain before the Aros River cut its channel through the region. Such local conglomerates and sandstones are exposed in many parts of the Sierra Madre and indicate for the whole the same history as that of the high plateau farther east. The western portion merely shows more physiographic maturity than the eastern.

Die Zersetzungsgeschwindigkeit des Quarzes gegenüber Flußsäure.

Ein Beitrag zur Theorie der Ätzfiguren.

Von O. Mügge.

(Mit 2 Textfiguren.)

Die Zersetzungsgeschwindigkeit ist im folgenden gemessen durch die Anzahl von Milligrammen, welche von einer ebenen Fläche von 1000 Quadratmillimetern in 1 Minute entfernt werden, eine Zahl, aus welcher leicht die Dicke der abgetragenen Schicht, und damit die Geschwindigkeit in Centimeter-Sekunden berechnet werden kann. Sie ist außer von der Temperatur und Konzentration des Ätzmittels namentlich auch abhängig von der Lage der Flächen am Kristall; diese letztere Abhängigkeit sollte näher festgestellt und versucht werden, ihren Zusammenhang mit den Ätzfiguren zu verfolgen.

Zur Anstellung derartiger Untersuchungen eignen sich nicht viele Minerale; es bedarf dazu eines außerordentlich homogenen und sprungfreien Materials, ferner muß die Zersetzung bei einer leicht konstant zu haltenden Temperatur vor sich gehen und sich momentan unterbrechen lassen, die Zersetzungsprodukte müssen sich leicht lösen, Zersetzung mit Gasentwicklung muß womöglich vermieden werden, da am Kristall haftende Bläschen leicht stören usw.

Bei der Zersetzung des Quarzes durch Flußsäure sind die meisten dieser Bedingungen sehr gut erfüllt. Die Schwierigkeit, Flußsäure von bestimmter Konzentration zu verwenden, wurde, da es wesentlich nur auf das Verhältnis der Zersetzungsgeschwindigkeiten ankam, dadurch umgangen, daß zu allen Versuchen, dieselbe, in gut verschlossener Flasche verwahrte käufliche konzentrierte Flußsäure (von 40% HF) verwendet wurde, und zwar, wo nichts anderes bemerkt, bei Zimmertemperatur (20°), die durch ein in der Nähe der Platte aufgestelltes Thermometer gemessen wurde. Für kleine Schwankungen der Temperatur wurde eine nach der Veränderung der Zersetzungsgeschwindigkeit zwischen 10° und 25° ermittelte Korrektur angebracht. Schwierigkeiten bereitete selbst am Quarz die Beschaffung geeigneten Materials, namentlich zeigte sich, daß hinreichend große, dabei klare und sprungfreie Kristalle, welche keine verzwillingten Teile enthalten, sehr viel seltener sind, als man meist anzunehmen geneigt ist. In gewisser Hinsicht sind weitere Schwierigkeiten in der komplizierten Symmetrie und der außerordentlich großen Variation der Zersetzungsgeschwindigkeit mit der Richtung begründet.

Die Zersetzungs- oder Lösungsgeschwindigkeit von Kristallflächen mit Berücksichtigung ihrer Orientierung ist noch nicht häufig gemessen* und dann meist in der Art, daß die Dicken-Änderung an Platten oder Kugeln

---

* Lavizzari, Nouveaux phénomènes des corps crist., Lugano 1865. (Quarz.)
R. Weber, Arch. sc. phys. nat. (3) **12**, 515, 1884. (Gelbes Blutlaugensalz.)
Becke, Tschermak's Min.-petr. Mitt. **7**, 200, 1886. (Magnetitgruppe.)
Warburg und Tegetmeyer, Wiedem. Ann. **35**, 455, 1888. (Quarz.)
O. Meyer und Penfield, Trans. Conn. Acad. **8**, 157, 1889. (Quarz.)
Spring, Bull. Acad. Roy. Belgique (3) **13**, 82, 173 und **14**, 18 und 725, 1887. (Kalkspat.)
Césaro, Ann. Chim. Phys. (6) **17**, 137, 1889. (Kalkspat).
Spring, Bull. soc. chim. (3) **3**, 177, 1890. (Kalkspat.)
Becke, Tschermak's Min.-petr. Mitt. **11**, 349, 1890. (Fluorit).
Hamberg, Geol. Fören. **12**, 617, 1890. (Kalkspat.)
Gill, Zeitschr. f. Krist. **22**, 110, 1894. (Quarz.)
V. Goldschmidt und Wright, Neues Jahrb. B. B. **17**, 355, 1903 und B. B. **18**, 335, 1904. (Kalkspat.)

ermittelt wurde. Diese Methode erfordert langandauernde Ätzung, also große Gefäße für das Ätzmittel oder häufige Erneuerung desselben und wegen der ungleichen Lage der Oberflächenteile zur Schwere Bewegung im Ätzmittel, verspricht aber auch dann, namentlich für Flächen mit geringer Zersetzungsgeschwindigkeit, wenig genaue Resultate, da die Oberflächen nicht eben bleiben. Es wurde daher im Folgenden vorgezogen, stets den Gewichtsverlust von planparallelen Platten zu ermitteln. Diese sind im allgemeinen so dünn geschliffen, wie es ihre Festigkeit und die Rücksicht auf die Dauer der Versuche zuließ, indessen wurde für die Randfläche stets noch eine ihrer Größe und Zersetzungsgeschwindigkeit entsprechende Korrektur angebracht. Die Ausmessung der Plattenoberfläche geschah mittelst Millimeterpapier; das Verfahren gestattet bei einigermaßen einfach umrissenen Platten von ca. 1000 Quadratmillimeter Oberfläche, wie sie meist zur Anwendung kamen, eine Genauigkeit von etwa 0.3%, die ausreichend ist. Eine dauernde Bewegung der Platten in der Säure, um ein Stagnieren der gebildeten Kieselflußsäure an ihrer Oberfläche möglichst zu vermeiden, wäre schwer ausführbar gewesen und wurde deshalb unterlassen; der daher rührende vermeidbare Fehler dürfte aber nicht sehr erheblich sein, da die Zersetzung in der Kälte nur langsam vor sich geht. Auch zeigen die Untersuchungen von L. Bruner und Tolloczka und die von E. Brunner (vergl. unten pag. 123 u. 124), daß man in stark bewegten Ätzmitteln zwar erheblich größere Zersetzungsgeschwindigkeit erzielt als in ruhenden, indessen weder eine größere Konstanz noch Annäherung an einen Maximalwert mit wachsender Strömungsgeschwindigkeit. Es wäre zudem zu befürchten gewesen, daß Ungleichheiten der Strömungsgeschwindigkeit zu einer weiteren Fehlerquelle, namentlich beim Vergleich von Platten verschiedener Form und Größe geworden wären. Die in der Kolonne I, p. 100 mitgeteilten Zahlen für eine Glasplatte bei Ätzung von 1′ bis 8′ Dauer stimmen nahezu überein, ebenso die Zahlen für eine Platte von Quarzglas unter II*, obwohl die Ätzung hier erheblich energischer vor sich geht als bei Quarz.

* Nach Entfernung der Schleifschicht, etwa 7′ nach Beginn der Ätzung.

Ob auf einer von Verletzungen und Inhomogenitäten völlig freien Kristallfläche überhaupt Ätzfiguren sich bilden können, erscheint fraglich.* Jedenfalls wird die Zersetzungsgeschwindigkeit anfänglich von der Zahl und Form dieser Verletzungen abhängig und daher ein Vergleich von Flächen auch derselben Art im Anfang der Ätzung unstatthaft sein. Es wurden daher am Quarz künstliche Oberflächen hergestellt; das ist am Quarz auch schon deshalb nötig, weil natürliche Oberflächen von hinreichender Mannigfaltigkeit der Lage nicht zur Verfügung stehen, und um so weniger bedenklich, als er keine Spaltbarkeit von erheblicher Vollkommenheit hat, also anzunehmen ist, daß an der Bildung der künstlichen Oberfläche Elemente von allen möglichen Lagen (und nicht etwa vorzugsweise Spaltflächen) sich beteiligen werden. Die künstlichen Flächen wurden nicht poliert, sondern fein matt geschliffen; dadurch wird, auch abgesehen von der Bildung zahlreicher feiner Sprünge, eine erhebliche Vergrößerung der Oberfläche bewirkt, und es ist zu erwarten, daß die anfängliche Lösungsgeschwindigkeit sehr viel größer sein wird als die nach Abtragung dieser »Schleifschicht« sich einstellende. Das ist durch alle Versuche, auch solche an amorphen Substanzen (vergl. Kolonne I, Ia und II) bestätigt, und zwar ergab sich zugleich, daß diese

* Becke (Tschermak's Min.-petr. Mitt. 7, 236, 1886) ist der Ansicht, daß dies nicht der Fall ist, indessen beobachtete Klocke (Zeitschr. f. Krist. **2**, 128, 1878), daß mikroskopische Alaunoktaeder, auch wenn sie aus ihrer Mutterlauge nicht entfernt wurden, beim Verdünnen derselben sich mit Ätzfiguren bedeckten. Da Alaunoktaeder beim Wachsen Vizinalflächen von wechselnden Indices entwickeln, wie Miers gezeigt hat, könnte man die Entstehung von Ätzfiguren in der Mutterlage mit der exponierten Lage gewisser Teilchen auf solchen Vizinalflächen erklären (vergl. Becke's Betrachtungen darüber l. c. p. 239). Auch wenn solche Vizinalflächen und Verletzungen vollständig fehlten, wäre mindestens eine Abrundung der Kanten und Ecken zu erwarten. Auf einem kleinen Bergkristall von Herkimer mit anscheinend tadellosen Flächen kamen nach 2′ Ätzung allerlei Streifen, Rillen etc. zum Vorschein, die offenbar von sehr feinen, auch bei sehr starker Vergrößerung vorher nicht sichtbaren feinen Verletzungen herrühren, in welche die Säure sich eingefressen hatte. Auf den von solchen Verletzungen freien Flächenteilen, auch solchen mit Schlieren und anderen Oberflächenzeichnungen erschienen dann Ätzfiguren erst sehr viel später.

Glasplatten gegen (stark verdünnte) HF.*

I		Ia	
Nicht matt geschliffene (gegossene) Oberfläche		Fein matt geschliffene Oberfläche	
0—1′	2.37	0—1′	9.05
1—2	2.50	1—2	4.99
2—4	2.37	2—4	3.93
4—8	2.27	4—8	3.11
8—16	2.22	8—16	2.73
		16—32	2.40

II. Quarzglas, völlig klar, frei von Bläschen etc., poliert bis auf die (gegossenen) Randflächen, gegen 40% HF bei 18°**

0—1′	3.07	12—15′	1.61	69—74′	1.61
1—3	2.27	15—24	1.56	74—76	1.71
3—5	1.84	24—48	1.53	76—79	1.57
5—7	1.74	48—69	1.67	79—102	1.63
7—12	1.54				

Die Zersetzungsgeschwindigkeit wird nach etwa 7′ konstant und erscheint dann auch nicht abhängig von der Ätzdauer, obwohl diese zwischen 2′ und 24′ schwankt, ein Beweis, daß der Einfluß der Schleppung bei langer und kurzer Ätzdauer annähernd derselbe ist.

anfängliche Zersetzungsgeschwindigkeit matt geschliffener Oberflächen um so größer ausfällt, je kürzer, vom Beginn der ersten Ätzung an gerechnet, die Ätzdauer gewählt wird (vergl. Kol. III, IV, V, XIII pag. 101), im übrigen ist sie für Oberflächen aller Orientierungen am Quarz von ungefähr derselben Größe (vergl. Kol. III—XIII pag. 101), obwohl die Zersetzungsgeschwindigkeit nach Entfernung der Schleifschicht für Flächen derselben Orientierung

* Zur Vermeidung der Bildung schwerlöslicher Produkte wurde hier der Flußsäure etwas Schwefelsäure zugesetzt.

** Die Randfläche blieb in den ersten 10′ vollkommen glatt und glänzend, die polierte Tafelfläche war schon nach 1′ ganz matt, unter dem Mikroskop voll von vorher nicht sichtbaren Streifen und Schrammen; nachher entstanden (bis zum Schluß) mäßig flache Ätzgrübchen von rundlich-polyedrischen Umrissen.

Anfängliche Zersetzungsgeschwindigkeit von Quarzplatten gegen konzentrierte Flußsäure bei 20°.*

//OR					
III		IV		V	
0—12′	0.65	0—4′	1.01	0—4′	0.97
12—30	0.64	4—8	0.99	4—11	0.71
30—45	0.59	8—12	0.78	11—24	0.67
45—73	0.53	12—18	0.66	24—46	0.64
73—113	0.56				
VI // ∞R		VII // ∞P2 (analog)		VIII // ∞P2 (antilog)	
0—8′	0.342	0—2′	0.932	0—2′	0.883
8—19	0.105	2—6	0.424	2—6	0.400
19—34	0.065	6—14	0.244	6—14	0.207
. . . . .	. . . .	. . . . .	. . . .	. . . . .	. . . .
247—394	0.022	115—143	0.031	113—189	0.027
IX // +R		X // −R		XI // +6/11 R (ca.)	
0—3′	0.614	0—2′	0.925	0—5′	0.562
3—10	0.362	2—4	0.559	5—15	0.378
10—19	0.247	4—8	0.397	15—28	0.293
. . . . .	. . . .	. . . . .	. . . .	. . . . .	. . . .
172—251	0.052	101—162	0.160	228—415	0.109

XII // −6/11 R (ca.)		XIII // +2.39 R (ca.)	
0—4′	0.704	0—50′	0.080
4—12	0.412	50—374	0.017
12—28	0.418	. . . . .	. . . .
. . . . .	. . . .	. . . . .	. . . .
88—262	0.363	786—1735	0.013

mehr als hundertfach verschieden ist. Erst nach Entfernung der Schleifschicht, welche je nach der Zersetzungsgeschwindigkeit der Fläche sehr un-

* Alle diese Werte sind nicht korrigiert für die Randflächen, daher die Endziffern weder untereinander noch mit den später angegebenen vergleichbar.

gleiche Ätzdauer beanspruchte, hörte die Abnahme der Zersetzungsgeschwindigkeit auf. Schon aus diesem Umstande ergibt sich, daß es, abgesehen von andern, später zu erörternden Bedenken, nicht gestattet ist, die Zersetzungsgeschwindigkeit der gesamten Dicken-Änderung bei Platten oder Kugeln proportional zu setzen.*

Nach dem angegebenen Verfahren wurde nun die Zersetzungsgeschwindigkeit für folgende Flächen ermittelt.

Die Ätzungen an derselben Platte sind meist unmittelbar hintereinander ausgeführt unter Anwendung von so viel Säure oder so häufiger Erneuerung derselben, daß eine merkliche Änderung ihrer Konzentration während der Ätzung nicht eintrat. — In den Tabellen sind nur die Resultate der Versuche angegeben, die angestellt wurden, nachdem die Zersetzungsgeschwindigkeit konstant geworden war. In dem angegebenen Mittel ist die Dauer der Ätzung berücksichtigt.

1. Platten // OR. (I—V.)

Die Zersetzungsgeschwindigkeit wird nach etwa 6—7 Stunden konstant. Die Platten waren seitlich stets von ∞R begrenzt; da für diese die Zersetzungsgeschwindigkeit außerordentlich klein ist, konnten die Platten ziemlich dick (ca. 1—2 mm) genommen werden.

I. Unbekannter Fundort. Oberfläche 832 Quadratmillimeter. Mit Zwillingsteil nach ∞R.

II. Unmittelbar neben I von demselben Kristall geschnitten. Oberfläche 871 Quadratmillimeter.

III. Unbekannter Fundort. Einfach. Oberfläche 1051 Quadratmillimeter.

IV. Von demselben Kristall wie III. Oberfläche 876 Quadratmillimeter. Durch wechselnde Größe und reihenförmige Anordnung der Ätzfiguren verraten sich Anwachszonen // mR.

V a—c. Unmittelbar nebeneinander aus demselben einfachen linken Kristall unbekannten Fundorts geschnitten und nach Entfernung der Schleifschicht in derselben Säure gleichzeitig geätzt. a = 876.5 Quadratmillimeter, b = 1051 Quadratmillimeter, c = 1076 Quadratmillimeter. Der Grund der starken Abweichung der Werte b von a und c ist nicht ermittelt;

* Bereits geätzte Oberflächen verwandte auch Becke (l. c.) bei einer Reihe seiner Messungen am Fluorit, welche auf Messung der Dicken-Änderung beruhten.



die Stellung der Platten in der Säure war gleich günstig (vertikal, über dem Boden), wechselte auch bei den verschiedenen Versuchen. Inhomogenitäten und Unterschiede im feineren Bau machten sich nicht bemerklich; auch ein Einfluß der Ätzdauer (1—10′) war nicht zu erkennen.

I		II		III		IV	
187′	0.43	375′	0.41	238′	0.54	138′	0.44
185	0.40	292	0.40	287	0.49	128	0.44
132	0.40	Mittel =	0.41	213	0.46	Mittel =	0.44
237	0.41			106	0.43		
Mittel =	0.41			Mittel =	0.49		

V

	a	b	c
131′	0.50	0.46	0.53
189	0.50	0.46	0.51
113	0.51	0.45	0.50
Mittel	0.50	0.46	0.51

Das Mittel aller dieser Werte, 0.46, berechnet nach Maßgabe des Gewichtes der einzelnen Beobachtungen, ist natürlich mit einer erheblichen Unsicherheit behaftet.

2. Platte // $^{1}/_{5}$ R (ca). (VI.)

Von demselben Kristall wie V geschnitten. Der Winkel zur Basis beträgt 14° 26′. Oberfläche = 990 Quadratmillimeter.

3. Platten // 0.3 R (ca). (VII und VIII.)

Die unmittelbar nebeneinander aus demselben Kristall wie I geschnittenen Platten sind ganz einfach. Winkel zur Basis 20° 40′. Die Ätzfiguren sind hier wie bei VI denen auf der Basis noch ähnlich, spitze Hügelchen von dreiseitigem Umriß, aber mit langem einseitigem Schweif. Oberfläche VII = 666 Quadratmillimeter, VIII = 594 Quadratmillimeter.

VI // $^{1}/_{5}$ R		VII // 0.3 R		VIII // 0.3 R	
97′	0.49	162′	0.41	164′	0.41
134	0.45	38	0.42	98	0.41
168	0.44	167	0.44	110	0.42
Mittel =	0.45	150	0.42	152	0.41
		101	0.42	102	0.41
		Mittel =	0.42	Mittel =	0.41



4. Platte // $^{6}/_{11}$ R (ca). (IX.)

Von demselben Kristall wie V. Winkel zur Basis 33° 45′. Oberfläche = 294 Quadratmillimeter.

5. Platten // R. (X und XI.)

Da sich herausstellte, daß die Zersetzungsgeschwindigkeit hier schon recht klein war, verglichen mit der der Basis, mußten die Platten wiederholt dünner geschliffen werden, um den Einfluß der Randflächen, namentlich der Basis, zu verringern. Die bekanntlich parallel der Kante zur Basis lang gestreckten Ätzfiguren werden in der genannten Zone wesentlich von ∞R und $^{6}/_{11}$ R begrenzt.

X. Von demselben Kristall wie I; durchaus einfach, homogen und klar. Oberfläche = 1432 Quadratmillimeter. Obwohl nur $^{1}/_{2}$ mm dick, beträgt die Korrektur für die Randflächen etwa $^{1}/_{4}$ des beobachteten Wertes. Die Zersetzungsgeschwindigkeit wurde erst nach etwa 24 Stunden konstant.

XI. Unmittelbar neben X weggeschnitten. Oberfläche 1248 Quadratmillimeter. Korrektur für die Randflächen ca. $^{1}/_{3}$ des beobachteten Wertes. Da diese Korrektur wegen der Praerosion der Kanten nur ungefähr zu berechnen ist, wird die wenig gute Übereinstimmung zwischen X und XI vermutlich ihr zur Last fallen.

IX // $^{6}/_{11}$ R		X // R		XI // R	
187′	0.11	200′	0.032	193′	0.021
117	0.11	272	0.038	188	0.021
246	0.11	852	0.032	243	0.022
Mittel =	0.11	428	0.033	150	0.021
		Mittel =	0.033	311	0.020
				204	0.021
				282	0.022
				1002	0.024
				Mittel =	0.023

6. Platten // 2.39 R (ca). (XII und XIII).

Beide aus demselben Kristall wie V nebeneinander weggeschnittene Platten sind ganz einfach. Winkel zur Basis 71° 45′. Um den Einfluß der Randflächen zu vermindern, sind sie auf $^{1}/_{5}$ mm Dicke gebracht, Korrektur trotzdem noch $^{1}/_{3}$ des beobachteten Wertes. Die Ätzfiguren

wenig scharf begrenzte parallel der Kante zur Basis lang gestreckte Streifen, ähnlich wie auf R, aber flacher. Oberfläche XII = 582 Quadratmillimeter, XIII = 616 Quadratmillimeter.

7. Platten // ∞ R. (XIV bis XVII.)

Alle von demselben Kristall geschnitten wie I, mit Zwillingsteilen nach ∞ R. Die Korrektur für die Randflächen ist hier so beträchtlich, daß sie die Ergebnisse an den Platten XIV und XV, welche bei 1304 bezw. 1478 Quadratmillimeter Größe nur 0.43 bezw. 0.8 mm dick waren, unbrauchbar macht, denn eine dritte Platte XVI von nur 0.17 mm Dicke bei 935 Quadratmillimeter Oberfläche ergab beträchtlich niedrigere Werte (obwohl auch hier die Korrektur für die Randflächen noch nahezu die Hälfte des beobachteten Wertes ausmacht). Es wurde dann XIV auch auf 0.24 mm Dicke abgeschliffen und ergab jetzt die mit XVI nahe übereinstimmenden Werte unter XVII.

XII	// 2.39 R
949′	0.013
1009	0.015
320	0.014
1005	0.012
Mittel =	0.013

XIII	// 2.39 R
439′	0.015
1000	0.013
399	0.017
1010	0.014
1003	0.014
Mittel =	0.014

XIV	// ∞ R
1109′	0.014
200	0.011
272	0.011
852	0.008
428	0.009

XV	// ∞ R
147′	0.013
180	0.010
220	0.008
125	0.008
243	0.008

XVI	// ∞ R
190′	0.0031
239	0.0032
153	0.0025
324	0.0027
201	0.0028
294	0.0030
999	0.0028
Mittel =	0.0028

XVII	// ∞ R
1002′	0.0032
410	0.0034
948	0.0030
1547	0.0032
Mittel =	0.0032

8. Platten // — 2 R (ca). (XVIII und XIX.)

Von demselben Kristall wie I dicht nebeneinander weggeschnitten. Winkel zur Basis 68° 48′. Da die Platten wegen der geringen Zersetzungsgeschwindigkeit sehr dünn sein mußten und nicht sehr groß waren, die Ätzung aber lange dauern mußte, wurden sie von den Seitenflächen aus

merklich verkleinert, wofür ebenfalls eine Korrektur angebracht ist. Beide Platten zeigten an einigen Stellen einen wogenden Lichtschein, denen aber Unterschiede in der Art und Anordnung der Ätzfiguren nicht entsprechen. Oberfläche XVIII = 458 Quadratmillimeter, Dicke 0.24 mm; XIX = 510 Quadratmillimeter bezw. 0.38 mm.

9. Platten // — R. (XX bis XXII.)

Von demselben Kristall wie I. XX Oberfläche = 806 Quadratmillimeter, Dicke 0.8 mm. XXI Dieselbe Platte wie XX, auf 0.27 mm abgeschliffen. XXII Oberfläche = 989 Quadratmillimeter, Dicke 0.30 mm.

10. Platte // — $^{6}/_{11}$ R (ca). (XXIII.)

Von demselben Kristall wie V; Winkel zur Basis 33° 36′. Oberfläche 549 Quadratmillimeter. Die Platte wurde auffallend schnell angegriffen, die Ätzfiguren sind sehr wenig scharf, sehr flache Grübchen von rundlichen Umrissen, in welchen die Schleppung nur gering sein konnte. Trotzdem schwanken die Werte für die Zersetzungsgeschwindigkeit beträchtlich.

XVIII // —2R		XIX // —2R		XX // —R	
1010′	0.033	1012′	0.041	73′	0.13
320	0.042	320	0.055	132	0.11
1003	0.039	1005	0.047	204	0.12
350	0.038	350	0.048	98	0.12
995	0.037	994	0.046	117	0.12
Mittel =	0.037	Mittel =	0.045	Mittel =	0.12

XXI // —R		XXII // —R		XXIII // —$^{6}/_{11}$R	
999′	0.09	299′	0.11	231′	0.30
407	0.10	675	0.10	85	0.29
944	0.08	455	0.12	93	0.26
Mittel =	0.09	356	0.12	127	0.30
		447	0.10	92	0.29
		Mittel =	0.11	189	0.28
				118	0.29
				246	0.30
				Mittel =	0.29

11. Platten // – 0.29 R (ca). (XXIV und XXV.)

Die Platten, von demselben Kristall wie I, enthalten einen kleinen Teil in Zwillingsstellung nach R, für den eine Korrektur angebracht ist. Winkel

zur Basis 20° 18′. Oberfläche XXIV = 610 Quadratmillimeter, XXV = 670 Quadratmillimeter.

12. Platte // — $^{2}/_{15}$ R. (XXVI.)

Von demselben Kristall wie V. Winkel zur Basis 9° 37 ½′; Oberfläche = 546 Quadratmillimeter.

XXIV	// — 0.29 R	XXV	// — 0.29 R	XXVI	// — $^{2}/_{15}$ R
221′	0.40	72′	0.41	131′	0.45
103	0.39	231	0.41	152	0.40
213	0.38	146	0.43	146	0.45
101	0.38		Mittel = 0.42	125	0.47
	Mittel = 0.39			132	0.45
				105	0.44
					Mittel = 0.44

13. Platten // $^{3}/_{10}$ P 2 (ca). (XXVII und XXVIII.)

Aus einem einfachen linken Kristall geschnitten. Winkel zur Basis 17° 54′.

XXVII. Oberfläche 818 Quadratmillimeter*. Die Platte ist zunächst zusammen mit der Folgenden beiderseitig geätzt und ergab (nach Entfernung der Schleifschicht) die Zahlen unter (a + b)/2. Dabei bedeckten sich beide Seiten mit ungleichen und in keiner Weise symmetrischen Ätzfiguren; auf der dem analogen Pol zugewandten erheblich glatteren Seite b sind es nahezu gleichschenklige Dreiecke, deren Spitzen der Basis zugewendet sind, während ihre gegenüberliegende (längste) Kante der Basis annähernd parallel läuft. Die gegenüberliegende viel rauhere Seite a trägt dreieckige Ätzhügel, deren eine Seite spornartig verlängert ist. Die Platte ist dann so auf eine Platte dichten Flußspats gekittet, daß nur a geätzt wurde**. Diese ergab dann die Zahlen unter a.

XXVIII. Oberfläche 836 Quadratmillimeter. Nach der gleichzeitigen Ätzung auf beiden Seiten zusammen mit XXVII, welche die Zahlen unter (a + b)/2 ergab, ist analog wie vorher die dem analogen Pol zugewandte glattere Seite b (zusammen mit a von XXVII) geätzt.

---

* Das ist hier und im folgenden Fläche + Gegenfläche.

** Die aufgekittete Seite wurde vorher wieder poliert und nach jeder Ätzung kontrolliert, ob der Kitt dicht gehalten hatte. Ebenso bei den analogen Versuchen mit den folgenden Platten.

XXVII // 3/10 P 2				XXVIII // 3/10 P 2			
(a + b) / 2		a (antilog)		(a + b) / 2		b (analog)	
104′	0.42	448′	0.34	104′	0.42	448′	0.35
130	0.43	424	0.33	130	0.43	424	0.34
136	0.43	404	0.39	136	0.42	404	0.38
Mittel =	0.43	400	0.37	Mittel =	0.42	400	0.39
		Mittel =	0.36			Mittel =	0.36

Danach ist nicht zu entscheiden, ob die Zersetzungsgeschwindigkeit für die analoge oder antiloge Seite die größere ist. Diese annähernde Gleichheit war bei der geringen Neigung der Platten zur Basis, in deren Nähe auch sonst nur geringe Unterschiede der Zersetzungsgeschwindigkeit gefunden sind, nicht zu verwundern. Nicht erklärlich ist, daß obwohl die Werte für (a + b) / 2 jeder Platte unter sich und beider miteinander gut übereinstimmen (und Fläche und Gegenfläche bei beiden Platten fast gleich waren), das Mittel von a und b erheblich kleiner ist als (a + b) / 2. Möglicherweise ist bei der beiderseitigen Ätzung die Korrektur für die relativ großen Randflächen zu klein ausgefallen.

14. Platten // 2/3 P 2 (ca). (XXIX und XXX.)

Die Platten sind aus einem einfachen linken Kristall geschnitten. Winkel zur Basis 33° 12′. Sie sind analog wie die vorigen behandelt.

XXIX. Oberfläche 602 Quadratmillimeter; anfängliche Dicke 0.51 mm; daher die Korrektur für die möglichst senkrecht zur Platte angeschnittenen Seitenflächen nur gering. Die dem analogen Pol zugewandte Seite b ist rauh durch spitze Ätzhügel, die antiloge Seite a ist glatt, zeigt sehr flache, länglich ovale Ätzgrübchen.

XXX. Oberfläche 573 Quadratmillimeter; Dicke 0.49 mm.

XXIX // 2/3 P 2				XXX // 2/3 P 2			
(a + b) / 2		a (antilog)		(a + b) / 2		b (analog)	
217′	0.26	300′	0.10	217′	0.25	300′	0.35
101	0.22	380	0.10	101	0.21	380	0.35
122	0.23	Mittel =	0.10	122	0.24	Mittel =	0.35
Mittel =	0.24			Mittel =	0.24		

Aus den gut übereinstimmenden Messungen ergibt sich ein großer Unterschied der Zersetzungsgeschwindigkeit für Fläche und Gegenfläche. Das Mittel beider Seiten (die an beiden Platten nahezu gleich groß waren) stimmt auch gut mit den unter (a + b) / 2 aufgeführten Werten.

15. Platte // $^7/_5$ P 2 (ca). (XXXI.)

Aus einem einfachen linken Kristall geschnitten. Winkel zur Basis 54° 22′. Oberfläche nur 239 Quadratmillimeter, Korrektur für die Seitenflächen (nur ∞ R) nur klein. Wegen der Kleinheit und Dünne der Platte und der Entstehung von Sprüngen konnte nur (a + b)/2 ermittelt werden. Die Ätzfiguren sind auch hier für Fläche und Gegenfläche sehr verschieden.

XXXI	// $^7/_5$ P 2
974′	0.015
387	0.013
998	0.014
Mittel =	0.014

16. Platten // ∞ P 2. (XXXII und XXXIII.)

Die Messungen begegneten hier großen Schwierigkeiten, zum Teil weil die Zersetzungsgeschwindigkeit, wie bei der ersten Säule, sehr klein ist, so daß die für die Randflächen nötigen Korrekturen sehr ins Gewicht fallen. Da große unverzwillingte Kristalle nicht mehr zur Verfügung standen, mußten die verzwillingten Teile abgeschnitten und die Platten, um den Einfluß der künstlichen, ungünstigen Randflächen herabzumindern, sehr dünn genommen werden, was wieder das dichte Aufkitten auf die Flußspatplatten sehr erschwerte, zumal die Ätzung sehr lange dauern mußte. Der letztere Umstand bewirkte zugleich, daß an Stelle der ursprünglichen Randflächen nach und nach andere, unter merklicher Verkleinerung der Platten traten. Es ist daher nicht zu verwundern, daß die gefundenen Zahlen nicht sehr gut stimmen.

XXXII. Wie die Folgende von einem r Kristall des Dauphiné, welcher linke Teile von geringer Ausdehnung in Parallelstellung umschloß. Oberfläche 662 Quadratmillimeter; Dicke 0.19 mm. Die dem analogen Pol zugewandte Seite b bedeckt sich mit lang // ċ gestreckten Ätzfiguren von



der Form etwas verdrehter Spindeln,* die antiloge Seite a mit parallelogrammatischen Grübchen, deren Kanten // ć und // der Kante zu + R verlaufen.

XXXIII. Oberfläche 572 Quadratmillimeter; Dicke 0.16 mm.

XXXII // ∞P2				XXXIII // ∞P2			
(a + b) / 2		(b analog)		(a + b) / 2		a (antilog)	
1381′	0.0027	1389′	0.0025	1381′	0.0037	1389′	0.0039
2891	0.0032	2400	0.0022	2891	0.0037	2400	0.0022
1275	0.0038	Mittel = 0.0023		1275	0.0043	Mittel = 0.0028	
Mittel = 0.0032				Mittel = 0.0038			

Die Resultate sind, in erster Linie wohl infolge des schwer berechenbaren Einflusses der Randflächen, so unsicher, daß nicht entschieden werden kann, ob der analogen oder antilogen Seite die größere Zersetzungsgeschwindigkeit zukommt. Immerhin ergibt sich mit Sicherheit, daß die Zersetzungsgeschwindigkeit außerordentlich klein ist, etwa von der Größe wie auf ∞ R. Die Versuche konnten aus Mangel an Material nicht fortgesetzt werden.

17. Platten // $+\frac{{}^{17}/_7 P\, {}^{7}/_6}{4}$ r (eines rechten Kristalls). (XXXIV und XXXV.)

Von demselben Kristall wie die vorigen geschnitten. Der Winkel zu (01$\bar{1}$0) betrug 54° 40′, zu (1$\bar{1}$00) war er 69° 2′. Die Platten enthalten kleine Partien von L. Quarz, welche vernachlässigt werden konnten.

XXXIV. Oberfläche 248 Quadratmillimeter; Dicke 0.245 mm. Die Platte ist zunächst, gleichzeitig mit der folgenden, beiderseitig geätzt. Dabei zeigte sich, daß die analoge (der Fläche s benachbarte) Seite a fast völlig glatt bleibt, während die antiloge b durch dreiseitige Ätzgrübchen rauh wird.

XXXV. Oberfläche 251 Quadratmillimeter; Dicke 0.206 mm.

XXXIV				XXXV			
(a + b) / 2		a (analog)		(a + b) / 2		b (antilog)	
970′	0.059	960′	0.087	970′	0.055	960′	0.031

* Die aber, wie es die Symmetrie verlangt, zentrisch-symmetrisch sind, nicht wie Bömer dies (Jahrb. B. B. 7, 544. 1891) abbildet, ohne Zentrum der Symmetrie.

Die Werte (a + b) / 2 stimmen untereinander wie mit den aus a und b sich ergebenden (Fläche und Gegenfläche sind merklich gleich groß) gut überein. Die Zersetzungsgeschwindigkeit ist nur noch gering, wie zu erwarten, da die Platten zur Basis bereits unter 70° 52′ neigen; das Verhältnis der Zersetzungsgeschwindigkeit von Fläche zu Gegenfläche ist etwa 3 : 1, der mittlere Wert ungefähr derselbe wie für ein unter gleichem Winkel zur Basis geneigtes negatives Rhomboeder (während die Fläche einem positiven Rhomboeder näher liegt).

Es kann kein Zweifel sein, daß die in den Werten der Zersetzungsgeschwindigkeit bei gleichartigen Platten auftretenden Schwankungen zu groß sind, als daß sie lediglich in Fehlern bei der Bestimmung der Größe der Oberfläche, des Gewichtsverlustes, der Ätzdauer, der Temperatur und durch ungleiche Konzentration der Säure und (in den meisten Fällen) durch den Einfluß der Randflächen begründet sein könnten. Sie sind auch, wie ein Vergleich mit den Kolonnen I—II (pag. 100) zeigt, erheblich größer als bei amorphen Platten. Man muß daher die Ursache dafür meines Erachtens in der kristallinen Struktur selbst suchen, in kleinen Differenzen derselben, wie sie sich zuweilen in der Anordnung und Größe der Ätzfiguren verraten, sowie in der Schleppung am Grunde der Ätzfiguren, welche bei kristallinen Körpern im allgemeinen eckig und erheblich tiefer sind als die rundlichen der amorphen Substanzen.

Ein Vergleich der Werte mit den früher von Anderen ermittelten ist nur in großen Zügen möglich. Bestätigt wird von allen Autoren der außerordentlich große Unterschied der Zersetzungsgeschwindigkeit für die Basis und die Flächen der Säulenzone; schon Warburg und Tegetmeyer* fiel er

* l. c. pag. 466; die (nur beiläufig ermittelte) Abtragung betrug bei zwei Versuchen für die Basis 1.09 und 0.95, für die Fläche senkrecht dazu 0.01 und 0.07; die Werte sind nicht sehr zuverlässig, da die Flußsäure sich anscheinend in die Platte längs Inhomogenitäten eingefressen hatte.

auf, und sie vermuteten einen Zusammenhang mit der von ihnen nachgewiesenen elektrolytischen Leitungsfähigkeit parallel der Hauptaxe. Dieser Unterschied ist besonders bemerkenswert bei einem Mineral mit anscheinend so geringen Kohäsionsdifferenzen, er dürfte bestätigen, daß ein nachweisbarer Zusammenhang zwischen »chemischer« und mechanischer Kohäsion nicht besteht.* Meyer und Penfield (l. c.) beobachteten für die Flächen der Säulenzone fast gar keine Einwirkung der Säure, erst nach einem Monat zeigte sich Ätzung, und zwar nur in je einer Richtung der Nebenaxe, so daß der zentrale basische Schnitt durch ihre Kugel dreieckig wurde; für positive Rhomboeder ergab sich ferner stärkere Abtragung als für negative (vgl. dazu unten pag. 117 Anm.**). Gill (l. c.) fand für die Verkürzung der Radien seiner Kugel folgende Zahlen, welche auf die von mir für die Basis gefundene mittlere Zersetzungsgeschwindigkeit bezogen und mit dem Mittel meiner Werte verglichen sind. (Für die Rhomboeder und Pyramiden zweiter Ordnung und des Trapezoeder ist ihre Neigung zur Basis angegeben.)

In den Werten für ∞R stimmen beide Zahlenreihen ziemlich überein,** für die Rhomboeder insofern, als die negativen stärker als die positiven abgetragen werden, im numerischen Verhältnis beider weichen sie schon stark voneinander ab. Nach Gill würde —R fast so stark angegriffen wie die Basis, nach meinen Beobachtungen nur etwa ein Viertel so stark. Ich bin nicht zweifelhaft, daß der von mir ermittelte Wert der Wahrheit erheblich näher kommt. In der Zone mP2 sind Vergleiche kaum möglich; hinsichtlich der Werte von Gill ist nicht ersichtlich, wie die Dickenverminderungen für Richtung und Gegenrichtung voneinander getrennt sind. Der Betrag von 0.075 in einer Richtung ∞P2 dürfte nach meinen Messungen an beider-

* Becke, Tschermak's min.-petr. Mitt. 7, 201, 1886.

** Diese Übereinstimmung kann wohl nur zufällig sein, da bei Gill's Messungen die Schleifschicht nicht berücksichtigt ist, was bei Flächen mit so geringer Zersetzungsgeschwindigkeit selbst bei längerem Ätzen in Betracht kommt, da die Zersetzungsgeschwindigkeit anfangs mehrere 100 mal stärker ist als später. Auch sind hier kleine Ungenauigkeiten der Dickenmessung von großem Gewicht.

	Winkel zur Basis	Gill		Mügge	
0 R	—	0.46		0.46	
$^1/_5$ R	14° 26′	—		0.45	
$^3/_{10}$ R	20° 46′	—		0.41	
$^6/_{11}$ R	33° 45′	—		0.11	
R	51° 47′	0.19		0.028	
2.39 R	71° 45′	—		0.014	
∞ R	90°	0.0028		0.003	
— 2 R	68° 48′	—		0.042	
— R	51° 47′	0.378		0.11	
— $^6/_{11}$ R	33° 36′	—		0.29	
— 0.29 R	20° 13′	—		0.40	
— $^2/_{15}$ R	9° 37′	—		0.44	
		analog	antilog	analog	antilog
$^3/_{10}$ P 2	17° 54′	—	—	0.36	0.38
$^2/_3$ P 2	33° 12′	—	—	0.35	0.10
$^7/_5$ P 2	54° 22′	—	—	0.014	
2 P 2	65° 33′	0.207	0.084	—	—
∞ P 2	90°	0.001	0.075	0.002	0.003
+ $^{17}/_7$ P $^7/_6$ r	70° 52′	—	—	0.087	0.031

seitig geätzten Platten aber jedenfalls erheblich zu groß sein; auch die Zahlen für 2P2 sind auffallend groß angesichts der von mir für das benachbarte $^7/_5$ P2 gefundenen.*

Um eine Anschauung von der Änderung der Zersetzungsgeschwindigkeit mit der Richtung zu gewinnen, kann man sich nach allen Richtungen von einem Punkte Strecken abgetragen denken, welche der Zersetzungsgeschwindigkeit dieser Richtungen proportional sind; die Gesamtheit der Endpunkte dieser Strecken würden die Oberfläche der Zersetzungs-

* Falls die Konzentration der Säure nicht konstant gehalten ist, könnten Abweichungen auch darin begründet sein, daß das Verhältnis der Zersetzungsgeschwindigkeit für verschiedene Flächen sich mit der Konzentration ändert.

geschwindigkeit vorstellen.* Die Zahl und Genauigkeit der Beobachtungen reicht noch nicht aus, ein vollständiges Bild von ihr zu gewinnen, zumal zu erwarten ist, daß sie sehr kompliziert sein wird; dagegen ist in Fig. 1 ein Versuch gemacht, die Form ihres Durchschnitts mit einer Fläche $\infty P 2$ (Zone der Rhomboeder) darzustellen. Diese Kurve ist natürlich weder nach der Vertikalen (Richtung der optischen Axe) noch nach der Horizontalen, wohl aber zentrisch symmetrisch; sie zeigt ein anscheinend sehr flaches Maximum nicht senkrecht zur Basis, sondern für ein etwa 9° dazu geneigtes positives Rhomboeder und ein sehr kleines Minimum senkrecht zur Säule. Trotz der relativ zahlreichen untersuchten Platten mit geringer Neigung zur Basis halte ich allerdings den Nachweis, daß das Maximum nicht mit der Basis zusammenfällt (sondern also drei Maxima in ihrer Nähe liegen) nicht für erbracht, da gerade die für die Basis erhaltenen Werte besonders stark schwanken. Andere Maxima und Minima scheinen in dieser Zone nicht vorhanden zu sein, dagegen vielleicht ein Wendepunkt in der Nähe von $^1/_2$ R.

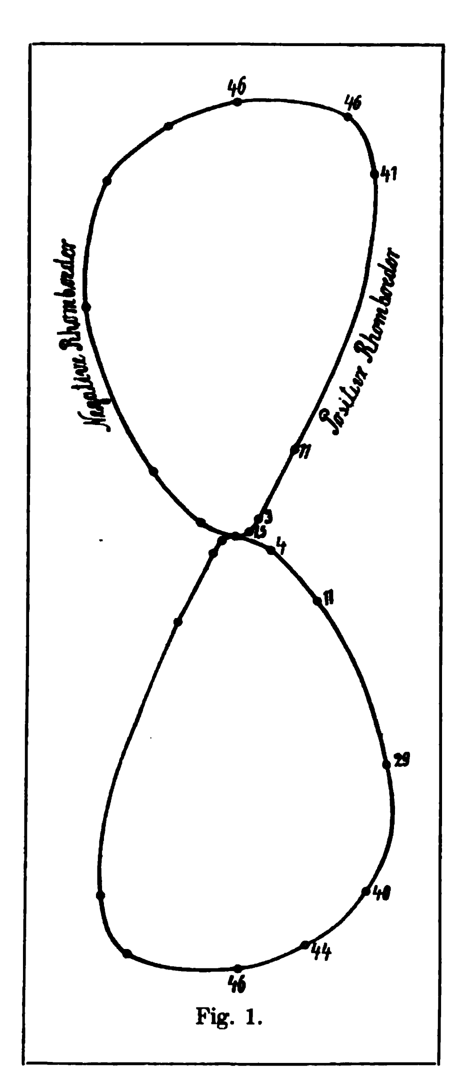


Fig. 1.

Man kann die Kurve Fig. 1 nun benützen, um zu ermitteln, welche

* Dieser Ausdruck scheint mir richtiger als der dem üblichen „Lösungsfläche" analog gebildete.

Form eine aus Quarz geschliffene Kugel, wenn sie der Säure überlassen wird, im Schnitt senkrecht zur Rhomboederzone nach und nach annehmen wird. Da die für die Zersetzungsgeschwindigkeit ermittelten Werte zunächst nur für ebene Flächen gelten, in der Nähe von Kanten dagegen andere Geschwindigkeiten herrschen, wird man die Kugel als sehr groß gegenüber den Dimensionen der Ätzfiguren voraussetzen müssen, eine Bedingung, der die bisher der Ätzung unterworfenen Kugeln (2.44 cm Durchmesser bei Meyer und Penfield, 1.55 cm bei Gill) vielleicht nicht hinreichend genügten.

In der Fig. 2 sind diese Veränderungen der Kugeloberfläche für einen Schnitt senkrecht zur Zone der Rhomboeder dargestellt. Wir untersuchen zunächst die Oberflächenänderung für eine kleine Zeiteinheit, in welcher in der Richtung senkrecht zur Basis eine Abtragung um 0.46, in der Richtung des negativen Grundrhomboeders von 0.11 Einheiten usw. bewirkt sein mag. Dadurch ist die Oberfläche I entstanden, die gegenüber der ursprünglichen in der Nähe der Basis abgeflacht ist, und zwar über dem Quadranten der positiven Rhomboeder anders als über dem der negativen. Legt man an die Kurve I nunmehr eine Tangente parallel zur Basis, so schreitet die Abtragung in der Umgebung ihres Berührungspunktes auf ihrer Normale in der Zeiteinheit wieder um 0.46 fort, ebenso auf der Normalen der Tangente // — R vom Berührungspunkt derselben ab um 0.11 usw., so entsteht die Kurve II. Setzt man dieses Verfahren fort, indem man an jeder Stelle die bis dahin entstandene Oberfläche so viel zurückweichen läßt, als der Zersetzungsgeschwindigkeit in der Richtung der Normalen ihrer Tangente entspricht, so entsteht nach Verlauf von zehn Zeiteinheiten die Kurve X.*

* Diese ist erheblich verschieden von der etwas dünner ausgezogenen Kurve Xa, welche man erhalten würde, wenn man auf der Normalen jeder Fläche (von der Kugeloberfläche ausgehend) das zehnfache ihrer Zersetzungsgeschwindigkeit abtragen und die Endpunkte verbinden würde. — Theoretisch einwandfrei ist die angegebene Konstruktion nicht, weil sie bald auf die Entstehung von Stellen mit starker Krümmung der Oberfläche führt. Betrachtet man diese in erster Annäherung als Kugeloberflächen, so geschieht die Abtragung in der Nähe jeder derselben ähnlich

Man wird bemerken, daß bei dieser Konstruktion die Berührungspunkte der den Normalen, namentlich der flacheren und mittelsteilen Rhomboeder, entsprechenden Tangenten vom höchsten (der Basis entsprechenden) Punkte der Kugeloberfläche immer mehr seitlich abwärts wandern (z. B. — 0.29 R nach — 0.29 R′ der Kurve X in Fig. 2), aber nach rechts und links verschieden stark.* Sie drängen sich im Quadranten der positiven Rhomboeder, in der Nähe der $^6/_{11}$ R entsprechenden Normale, wo sich die Zersetzungsgeschwindigkeit besonders schnell ändert, zusammen, es kommt da zuerst zu einer scharfen Umbiegung, dann zur Bildung eines Wulstes. Etwas später erfolgt dasselbe über dem Quadranten der negativen Rhomboeder in der Nähe der Normalen von — R, wo die Abnahme der Zersetzungsgeschwindigkeit ebenfalls sehr groß ist. (Die Kurve Fig. 1 verläuft hier fast in der Richtung des radius vector.) In diesen beiden Gebieten drängen sich die Kurven I—X zuerst zusammen und die Kurve Xa zeigt hier die größten Abweichungen von X.

Daß es zur Bildung so steiler Wülste kommen wird, wie sie die Konstruktion ergibt, ist allerdings bei einer Kugel von den Dimensionen der Figur nicht anzunehmen, weil die Oberfläche in der Nähe der Wülste erheblich stärker gekrümmt wird als die Kugeloberfläche, also nicht mehr als eben gelten kann. Nach den Beobachtungen über die Praerosion der Kanten ist vielmehr anzunehmen, daß ein verstärkter Abtrag hier der Herausmodellierung der Wülste entgegenarbeiten wird (zum Teil vielleicht auch deshalb, weil nach

---

wie für die ganze Kugel, d. h. es bilden sich immer mehr kleine Buckel aus, deren Krümmungsradius stetig kleiner wird, und für welche daher die obige Konstruktion immer weniger anwendbar ist. Der Beginn solcher Buckelbildung ist in der Fig. 2 links angedeutet, während rechts auf die Entstehung derselben keine Rücksicht genommen ist.

* Ein „Wandern" der durch Ätzung entstehenden Ecken und Kanten beobachteten auch V. Goldschmidt und Wright an Calcitkugeln (Neues Jahrb. B. B. 18, 343, 1904); daß der Lösungskörper nach hinreichend langer Ätzung seine Gestalt nicht mehr ändert, sich selbst bei fortwährender Verkleinerung ähnlich bleibt, scheint mir nicht erwiesen.

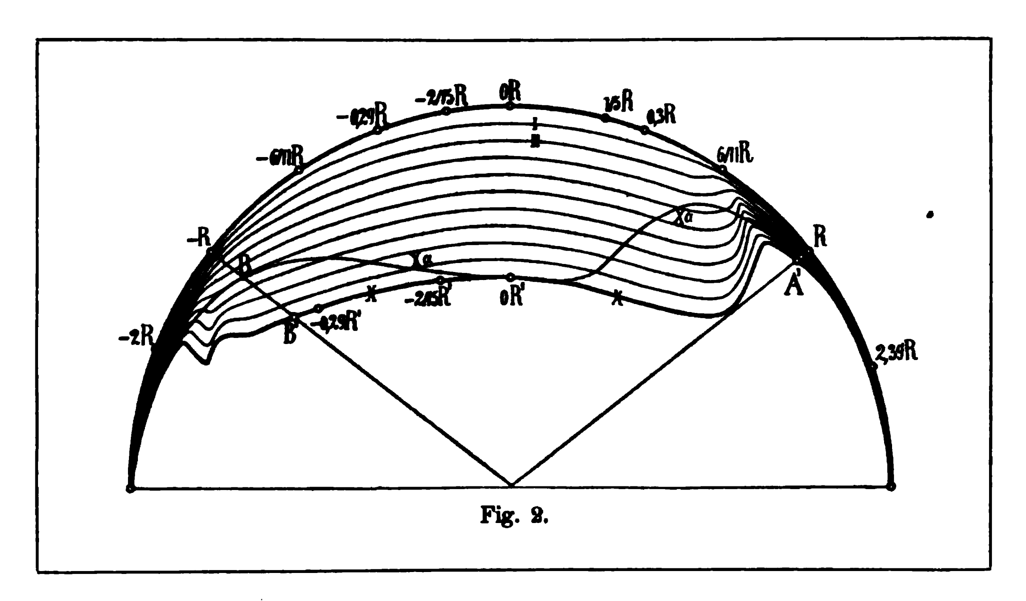


Fig. 2.

den Betrachtungen von Hulett* anzunehmen ist, daß so wie die Löslichkeit auch die Zersetzungsspannung und damit die Zersetzungsgeschwindigkeit an konvexen Oberflächen zunehmen wird). Von dieser zu starken Ausprägung der Wülste abgesehen, erinnert aber die Kurve X sehr stark an die Abbildung der stark geätzten Quarzkugel bei Meyer und Penfield (l. c. Taf. II, Fig. 4); ein Durchschnitt durch ihre Kugel senkrecht zur Rhomboederzone würde an Stelle des Wulstes der Kurve X einen scharfen Knick aufweisen.**

---

* Zeitschr. f. phys. Chemie 37, 386, 1901.

** Ob dieser Knick im Quadranten der positiven Rhomboeder weiter vom Äquator der Kugel entfernt liegt als im Quadranten der negativen Rhomboeder, wie die Kurve X zeigt, ist aus den Abbildungen und dem Text bei Meyer und Penfield nicht sicher zu entnehmen. Letztere geben ihre Kugel als R.-Quarz an und begründen dies durch die Lage der pyroelektrischen Pole zum positiven Rhomboeder, für das sie auffallenderweise stärkere Ätzung als für das negative fanden. Gill vermutete deshalb, daß ihre Kugel L.-Quarz sei. Liebisch (Grundriß d. phys. Krist. p. 48) zitiert die von M. und P. geätzte Kugel als L.-Quarz und seine Figuren weichen von denen von M. und P. ab. Eine von mir geätzte Kugel erwies sich leider als so stark verzwillingt, daß ein Vergleich mit der Kurve X nicht möglich war.

Die Kurve X wird indessen noch aus einem andern Grunde nicht genau dem genannten Querschnitt durch die geätzte Kugel entsprechen, weil dieser nämlich auch durch die Art der Ätzung in benachbarten Partien vor und hinter seiner Ebene in ähnlicher Weise modifiziert wird, wie sich in seiner eigenen Ebene benachbarte Oberflächenelemente beeinflussen. Jedenfalls ergibt aber der Vergleich der Kurven X und Xa, daß es bei stärkerer Abtragung nicht gestattet ist, die Zersetzungsgeschwindigkeit in einer Richtung durch die Verkürzung des gleichgerichteten Radius zu messen. Da die Flächenorte von + R und — R sich ebenfalls von dem (ursprünglichen) Orte von 0 R nach und nach erheblich entfernen, wird man die Zersetzungsgeschwindigkeit, wie die Fig. 2 zeigt, erheblich zu groß finden, wenn man sie der Verkürzung der Radien in der Richtung der ursprünglichen Flächennormalen proportional setzt. Den Zersetzungsgeschwindigkeiten von + R bezw. — R entsprechen Verminderungen des Radius um RA* bezw. — RB, die in dieser Richtung g e m e s s e n e n Verminderungen wären dagegen RA′ bezw. — RB′. Darauf dürfte vielleicht der erheblich größere Wert beruhen, den GILL für + R sowohl wie für — R angibt.** Hinsichtlich der hohen Werte GILL's für die Fläche 2 P 2 gilt möglicherweise Analoges.

Vergleicht man die nach lang andauerndem Ätzen erhaltenen Oberflächenareale verschiedener kristallographischer Orientierung mit den ursprünglichen, so ergibt sich, daß die Oberflächenteile mittlerer Zersetzungsgeschwindigkeiten immer kleiner werden (was in der Konstruktion dadurch zum Ausdruck kommt, daß die Berührungspunkte ihrer Tangenten immer näher aneinander rücken), während namentlich die Regionen großer Zersetzungsgeschwindigkeiten immer größer werden, endlich diejenigen geringer Zersetzungsgeschwindigkeit zur selben Zeit noch konstant bleiben, um zum Schluß nicht von der eigenen Oberfläche, sondern von benachbarten aus

* Der Punkt A liegt in Fig. 2 zwischen R und A′.

** Der Unterschied könnte allerdings bei der Kugel von GILL nicht so groß sein wie in der Figur, da sie sehr viel weniger stark abgetragen war.

immer weiter verkleinert zu werden. Es scheint mir nicht ausgeschlossen, daß eine hinreichend große Kugel bei hinreichend lange fortgesetzter Ätzung zu einem ringförmigen Körper werden würde, der an der Innen- wie der Außenseite wesentlich von Flächen der Säulenzone begrenzt wird.

Man wird schon bemerkt haben, daß die oben mitgeteilten Werte der Zersetzungsgeschwindigkeit eigentlich nur scheinbare sind, indem sie sich nicht auf die Hauptfläche selbst, sondern auf den an ihre Stelle tretenden Komplex von Ätzflächen beziehen. Die eingangs besprochene Verminderung der Zersetzungsgeschwindigkeit am Anfang der Ätzung könnte demnach auch darauf beruhen, daß die Zersetzungsgeschwindigkeit für die Hauptfläche größer ist als für den zugehörigen Komplex der Ätzflächen, daher die Konstanz der Zersetzungsgeschwindigkeit erst von dem Momente an eintreten kann, wenn die Hauptfläche ganz verschwunden ist, die Ätzfiguren also überall miteinander zum Durchschnitt kommen, interferieren. Inwieweit dies zutrifft wird später erörtert werden. Man wird demnach die »wahre« Zersetzungsgeschwindigkeit nur für solche Flächen ermitteln können, die bei der Ätzung sich nicht mit Ätzfiguren bedecken, sondern glatt* bleiben. Nach der üblichen, namentlich von BECKE** ausgesprochenen Ansicht treten die Ätzflächen deshalb an die Stelle der Hauptflächen, weil sie der Abtragung einen größeren Widerstand entgegensetzen als diese. BECKE begründet dies namentlich auch durch den Hinweis, daß nur Flächen mit dieser Eigenschaft imstande sein werden, sich zu behaupten; »es führt uns hier, grade wie in vielen andern Fällen, das von Darwin ausgesprochene Prinzip von der Erhaltung des für den Kampf ums Dasein Geeignetsten«. In der Tat erscheint dieses Prinzip auch

* Nach hinreichend langem Ätzen, nachdem die oberflächlichen Verletzungen aufgehört haben, ihren Einfluß auf die Form der Ätzflächen geltend zu machen.

** TSCHERMAK's Min. u. petr. Mitt. 7, 236, 1886.

hier durchaus einleuchtend. Es folgt aus ihm, daß die gemessene »scheinbare« Zersetzungsgeschwindigkeit kleiner ist als die der Hauptfläche selbst zukommende, aber nicht messbare, »wahre«, ferner aber, daß für jene Flächen, welche sich nicht mit Ätzfiguren bedecken, sondern glatt bleiben, die Zersetzungsgeschwindigkeit kleiner ist als für alle in der Nähe liegenden Flächen, oder genauer gesagt, kleiner als für die Gesamtoberfläche der von allen möglichst benachbarten* Flächen gebildeten entsprechend großen (nämlich über der Hauptfläche gebildeten) Ecken, daß also die Zersetzungsgeschwindigkeit für die glatt bleibenden Flächen ein (relatives) Minimum ist.

Beim Ätzen einer Kugel wären die Orte dieser glatt bleibenden Flächen mittelst Theodolitgoniometers oder unter dem Mikroskop mittelst Drehapparat festzustellen. Sie würden sich auch dadurch auszeichnen, daß sie beim weiteren Ätzen sich selbst parallel und also zum zugehörigen Radius stets senkrecht bleiben, weil die Ätzung hier genau in der Richtung ihrer Normalen fortschreitet, was sich ebenfalls goniometrisch kontrollieren ließe. Diese Normalen wären zu vergleichen etwa mit den Axen der Isotropie anderer Vorgänge, indem die Zersetzungsspannung hier senkrecht zur Oberfläche gerichtet wäre, während sie sonst gewissermaßen eine Zerlegung in mehrere Komponenten erfahren würde, deren Zahl, Richtung und Stärke etwa durch die Zahl, Lage und Größe der Ätzflächen bestimmt würde. Die glatten Flächen brauchten nicht alle gleichwertig zu sein, sondern könnten verschiedenartigen einfachen Formen angehören und also verschiedenen Minimis der Zersetzungsgeschwindigkeit entsprechen, sie müßten aber den Raum allseitig umschließen, könnten also z. B. am Quarz nicht ausschließlich der Säulenzone angehören.

Da bei hinreichend langer Ätzung alle Oberflächenteile von anderer kristallographischer Bedeutung als jene glatten Flächen vom Ätzmittel zer-

* Nur „möglichst benachbarte“ kommen in Frage, weil mit der Neigung zur Hauptfläche die Oberflächensumme des gebildeten Ätzecks zunimmt.

stört werden, würden sie schließlich allein den »Lösungskörper« umgrenzen, und zwar in einheitlichen, großen, glatten und mehr oder weniger ebenen Flächen, die nur in der Nähe ihrer Kanten und Ecken infolge der Praerosion Zurundungen und Abstumpfungen zeigen, wenn der geätzte Körper hinreichend groß und günstig gestaltet war, sonst in vielfacher, oscillatorischer Kombination kleiner Flächenelemente von der Lage der glatten Flächen, und dann in der Deutlichkeit ihrer Entwicklung überall ungünstig beeinflußt durch die Praerosion der Kanten und die Schleppung am Grunde zwischen den einzelnen Flächenelementen.

Bei der Untersuchung der Abhängigkeit der Zersetzungsgeschwindigkeit von der Richtung drängt sich naturgemäß zuerst die Frage auf, ob diese Abhängigkeit eine stetige oder unstetige ist. Die allgemeine Erfahrung zeigt, daß die Vorgänge des Wachstums und also auch wohl des Abbaus der Kristalle erheblich inniger mit ihrer Struktur zusammenhängen als die meisten anderen Eigenschaften. Nun ändert sich die Struktur nach den üblichen Vorstellungen vom gitterartigen Bau der Kristalle mit der Richtung unstetig und der Umstand, daß die Ätzflächen sich vielfach rationalen Indices nähern, spricht entschieden für unstetige Änderung der Zersetzungsgeschwindigkeit. Demgegenüber ist oben in der Zeichnung ihrer Oberfläche wie bei der Konstruktion des aus der Kugel hervorgehenden Lösungskörpers wie auch sonst (z. B. von Becke in der Konstruktion der Oberfläche der Lösungsgeschwindigkeit des Fluorit) eine stetige Änderung angenommen, der Erfahrung entsprechend, daß für jede Fläche bestimmter Orientierung ein ganz bestimmter Wert der Zersetzungsgeschwindigkeit ermittelt werden kann. Aus der eben entwickelten Vorstellung von der Natur der glatt bleibenden Flächen würde nun folgen, daß die Änderung der Zersetzungsgeschwindigkeit eine gewissermaßen verhüllt unstetige ist. Unstetig nämlich insofern, als die den einzelnen glatten Flächen (oder Ätzflächen) entsprechenden Komponenten der Zersetzungsgeschwindigkeit einer Fläche bei stetiger Änderung der Lage dieser Fläche sich nach Lage und Zahl im allgemeinen

unstetig ändern, stetig aber insofern, als die Größe dieser Komponenten zwischen Null und einem Maximalwert stetig schwanken kann. Denn die glatten Flächen sind danach im allgemeinen die Ätzflächen jedesmal für einen gewissen Komplex ihnen benachbarter Hauptflächen, derart, daß z. B. beim Ätzen einer Quarzkugel auf der Basis und gewissen ihr benachbarten Teilen überall dieselben glatten Flächen die Form der Ätzfiguren im wesentlichen bestimmen, auf $+R$ und ihm benachbarten Teilen andere glatte Flächen usw. Es gehört also nicht allein zu jeder geätzten Fläche ein gewisser Komplex glatter Flächen (das entsprechende »Ätzeck»), sondern umgekehrt zu jeder glatten Fläche auch ein gewisses Gebiet der Kugeloberfläche, in welchem sie auftritt und das im allgemeinen um so ausgedehnter sein wird, je größer der Maximalwinkel ist, unter dem sie irgendwo zur Kugeloberfläche geneigt erscheint.

Noch ehe man aber zur Beantwortung der Frage wird übergehen können, ob solche glatte Flächen existieren, und wo sie liegen, wird es nötig sein, die Grundannahme, daß durch die Entstehung der Ätzflächen die Abtragung verlangsamt wird, einer Prüfung zu unterwerfen, denn wenn auch das Becke'sche Prinzip an sich durchaus einleuchtend ist, gibt es doch eine Reihe von Tatsachen, welche damit nur schwer vereinbar scheinen. Über solche Versuche soll demnächst berichtet werden. Am Kalkspath sind vielleicht die skalenoedrischen Flächen des von Otto Meyer* erhaltenen Lösungskörpers solche glatten Flächen (gegenüber Essigsäure, während die ungefähr der Basis entsprechende Endfläche desselben möglicherweise oscillatorische Kombinationen derselben glatten Flächen vorstellen). Am Quarz ist angesichts der Steilheit, mit welcher die auf der Basis auftretenden Ätzflächen zu ihr neigen, zu erwarten, daß sie für ein großes, um die Basis herumliegendes Areal der Kugeloberfläche die Ätzfiguren wesentlich bestimmen; im übrigen ist höchstens zu vermuten, daß vielleicht in der Nähe von $^6/_{11}R$ und $-\,^6/_{11}R$ und (bei rechten Kristallen) auf der dem analogen Pol zu-

* Neues Jahrb. f. Min. 1883 I, 74. Taf. 6, Fig. 8.

gewandten Seite von $+\,{}^{17}/_{7}P\,{}^{7}/_{6}r$ solche liegen, daß ferner in der Nähe der Säulen erster Ordnung glatte Flächen liegen und senkrecht dazu nicht nur relative, sondern absolute Minima der Zersetzungsgeschwindigkeit vorhanden sind. Zu einer weiteren Diskussion der hier entwickelten Anschauung reichen indessen die bisherigen Beobachtungen nicht aus.

Dagegen möge es zum Schluß noch gestattet sein, auf Grund der im experimentellen Teil gewonnenen Daten einer Ansicht entgegenzutreten, nach der es überhaupt überflüssig erscheinen könnte, der Abhängigkeit der Zersetzungsgeschwindigkeit von der kristallographischen Orientierung nachzuspüren. Es ist das die zuerst von WHITNEY* ausgesprochene Ansicht, der später auch NERNST** Ausdruck gegeben hat, daß die Auflösungs-(Zersetzungs-)geschwindigkeit nur bedingt sei durch die Diffusionsgeschwindigkeit des an der Grenzfläche festflüssig in gesättigter Lösung befindlichen Stoffes in das Innere der Lösung hinein, und daß demnach nur die quadratischen Dimensionen der dem Ätzmittel gegenüberstehenden Platte in Frage kommen, nicht aber ihre Oberflächenbeschaffenheit. Dieser Auffassung hatten sich anfangs auch L. BRUNER und TOLLOCZKO*** angeschlossen; sie kamen aber bereits in ihrer zweiten Mitteilung† zu dem Resultat, daß die »Struktur« des sich auflösenden Stoffes ebenfalls von Einfluß sei und in ihrer dritten Mitteilung†† sind sie geneigt, die beobachtete kleinere Geschwindigkeit an Spaltungsplatten von Gips gegenüber Alabaster††† auf die Glätte der ersteren zurückzuführen, zumal die glattpolierte Alabasterplatte im Anfang kleinere Werte ergab als später, wo sie matt geworden war. Demgegenüber zeigen die hier mitgeteilten Versuche über die anfängliche und

* Zeitschr. f. phys. Chemie **23**, 689, 1897.

** Das. **47**, 52, 1904.

*** Zeitschr. f. phys. Chemie **35**, 285, 1900.

† Zeitschr. f. anorg. Chemie **28**, 314, 1901.

†† Das. **35**, 22, 1903.

††† Da Alabaster im allgemeinen große Mengen Anhydrit zu enthalten pflegt (mit erheblich kleinerer Löslichkeit) wird man seine Lösungsgeschwindigkeit mit der des Gipses allerdings überhaupt nicht vergleichen dürfen.

spätere Zersetzungsgeschwindigkeit an Glas und geschmolzenem Quarz mit gegossener, mattgeschliffener oder auch polierter Oberfläche, daß der Einfluß der mechanischen Bearbeitung der Oberfläche außerordentlich groß ist, wenigstens im Anfang der Ätzung.

E. Brunner* faßte die Resultate seiner auf Veranlassung von Nernst ausgeführten Untersuchungen dahin zusammen, daß die eigentlichen chemischen Prozesse im Innern einer Phase, nicht an der Grenzschicht zweier, stattfinden. Daß die Geschwindigkeit der Reaktionen demnach, wenn sie schnell genug verlaufen (wie das bei reinen Jonenreaktionen stets der Fall ist), durch die Geschwindigkeit bedingt ist, mit welcher sich die Konzentrationsunterschiede zwischen der Grenzfläche und dem Innern der Phase durch Diffusion ausgleichen. Durch Rühren wird das Konzentrationsgefälle auf eine dünne Haut beschränkt, deren Dicke nach seinen Ermittelungen zwischen 0,018 und 0,052 mm liegt. Es wird aber zugegeben, daß zuweilen ein Einfluß der Oberflächenbeschaffenheit unzweifelhaft vorhanden ist, der noch nicht aufgeklärt ist und nicht auf verschiedener Rauhigkeit der Flächen beruht.

Daraus ergibt sich für uns zunächst, daß die Dicke der Diffusionsschicht selbst bei so stark strömendem Ätzmittel wie in den Versuchen von Brunner, noch ungefähr von der Größe der durch die Ätzung bewirkten Unebenheiten der Quarzplatten ist; daß sich demnach keine Aussicht bietet, den Einfluß der Schleppung durch starkes Rühren zu beseitigen.** Aus den vorliegenden Messungen, ebenso wie aus früheren, namentlich denen von Becke an Magnetit und Flußspath, ergibt sich aber gegenüber den eben angeführten Resultaten Brunner's, daß der Finfluß der Oberflächenbeschaffen-

* Zeitschr. f. phys. Chemie **47**, 56, 1904.

** Von der Einwirkung der Schleppung freie Ätzfiguren sollte man am ehesten bei solchen Kristallen erwarten, wo sie durch Verdunstung oder Zersetzung infolge Erhitzung entstehen. Es liegen bisher, soviel ich weiß, keine Messungen darüber vor, ob die Indices ihrer Ätzflächen genauer als sonst rationalen Zahlen entsprechen.

heit, soweit er von der kristallographischen Orientierung herrührt, nicht etwa ein nebensächlicher ist, sondern alle andern Momente, wenigstens bei gewissen Kristallen, weit übertreffen kann. Unter allen Flächen des Quarzes wird die Basis beim Ätzen mit kalter Flußsäure am rauhesten, hier wird also der Betrag der Schleppung sehr viel größer sein als z. B. auf den Flächen der Säulenzone; trotzdem ist die Zersetzungsgeschwindigkeit auf der ersteren noch ca. 150mal so groß als auf letzterer.

Die von Whitney und Nernst vertretene Auffassung, daß die Auflösungsgeschwindigkeit in erster Linie von der Diffusionsgeschwindigkeit der gesättigten Lösung in die ungesättigte abhängt, kann meines Erachtens nur da zutreffen, wo die Geschwindigkeit, mit welcher die feste Phase sich mit einer Haut gesättigter Lösung umgibt, groß genug ist gegenüber der Diffusionsgeschwindigkeit. Man muß annehmen, daß dies beim Quarz nicht der Fall ist, daß vielmehr die relativ große Diffusionsgeschwindigkeit es niemals zur vollen Sättigung der etwaigen den Quarz umgebenden Lösungshaut kommen läßt, und daß daher auch die Geschwindigkeit des Zersetzungsvorganges auf verschiedenen Flächen abhängig ist von der als höchst ungleich anzunehmenden Geschwindigkeit, mit der das SiO_2 von verschiedenen Flächen aus in Lösung geht. Man braucht deshalb nicht anzunehmen, daß die Lösungs- und Zersetzungsspannung eine vektorielle Eigenschaft sei.* Da SiO_2 außerordentlich viele Hydrate zu bilden vermag, kann man sich vorstellen, daß über verschiedenen Kristallflächen verschiedene Hydrate entstehen, je nachdem der Kristallbau das Herausreißen größerer oder kleinerer Komplexe von SiO_2 begünstigt. Würden z. B. aus der Basis sehr komplizierte Gruppen von SiO_2 herausgerissen, die hochatomige und dabei hydroxyl-

* Daß dies der Fall sei, ist von Pockels (Beibl. Ann. Phys. 1905, 501 im Referat über Pavlow) aus theoretischen Gründen bestritten und Hulett (nach dem Referat daselbst p. 981) fand am Gips, daß Lösungen, die gegenüber Platten, an denen eine Art von Kristallflächen vorherrschte, gesättigt waren, keine Veränderung der Konzentration erfuhren, wenn sie mit Kristallen in Kontakt gebracht wurden, an denen andere Flächen vorherrschten.

arme Hydrate bilden, so könnte dadurch die Zersetzungsgeschwindigkeit für diese Fläche besonders groß werden.* Freilich ist gegenüber dieser ganzen Auffassung zu bedenken, daß am Quarz bisher nicht (wie z. B. an dem von E. Brunner untersuchten MgO) eine merkliche Löslichkeit in Wasser von gewöhnlicher Temperatur nachgewiesen ist.

* In der Tat zeigt Quarz nach den Untersuchungen von Spezia (Atti Acc. d. sc. Torino, **33**, 292, 1898) gegenüber Wasser und Alkalien, wie gegenüber Flußsäure, sehr viel stärkere Angreifbarkeit der Basis als der Flächen senkrecht dazu, zugleich, wie bei Flußsäure, eine Steigerung der Zersetzungsgeschwindigkeit mit der Temperatur die, wieder wie bei Flußsäure, für Platten // der Basis sehr viel geringer ist als für Flächen senkrecht zu ihr. Diese relative Verminderung der Zersetzungsgeschwindigkeit der Basis mit der Temperatur ließe sich dadurch erklären, daß die Neigung der SiO_2 zur Bildung hydroxylarmer hochatomiger Hydrate dann überhaupt (für alle Flächen) stark zunimmt.

Über Spaltungsvorgänge in granitischen Magmen, nach Beobachtungen im Granit des Riesengebirges.

Von L. Milch, Breslau.

Durch den von Rosenbusch geführten Nachweis, daß die gangförmig in den Tiefengesteins-Massiven auftretenden, scheinbar selbständigen Gesteine stofflich und genetisch von den Tiefengesteinen abhängen, die sie durchsetzen, wurde das Gebiet der magmatischen Differentiation extentiv und intensiv bedeutend erweitert. Die bahnbrechende Entdeckung Rosenbusch's bewirkte nicht nur eine Vermehrung der auf diesen Vorgang zurückzuführenden Gesteine, die bisher wesentlich auf bestimmte, stofflich verschiedene Partial-Gesteine von beträchtlicher Ausdehnung beschränkt war, um die große Gruppe der Ganggesteine; sie stellte auch durch den Nachweis, daß es bei derartiger Entstehungsweise nicht auf die absolute oder relative Masse des Spaltungsproduktes ankomme, einen großen Teil der begleitenden Bestandmassen, unabhängig von ihrer Ausdehnung, in diese Gruppe und zeigte sie somit in einer neuen, für die Lehre von der Gesteinsgenese überaus wichtigen Beleuchtung. Man kann zweifeln, ob und inwieweit diese Gebilde im petrographischen System zusammengefaßt werden müssen oder dürfen; für die Frage nach den Gesetzmäßigkeiten des Magma-Zerfalles und nach den möglichen Zerfallsprodukten eines bestimmten Magmas, soweit ihre stoffliche

Natur, ausgedrückt durch die chemisch-mineralogische Zusammensetzung in Betracht kommt, ist die für die Systematik selbstverständlich sehr wichtige Frage unerheblich, ob man Partialgesteine, Ganggefolgschaft und begleitende Bestandmassen als Zerfallsprodukte zusammenfaßt, oder sie an verschiedene Stellen des Systems stellt.

Die Unterlage der nachfolgenden Untersuchungen bilden die im Biotitgranit des Riesengebirges, einem Vertreter der verbreitetsten Magmengruppe, der sauren Glieder der Alkali-Kalkreihe, tatsächlich beobachteten Spaltungsprodukte; der erste Teil dient, gewissermaßen als Vorbereitung, zur möglichst sicheren Feststellung ihrer chemischen Verhältnisse, der zweite Teil ist dem Versuch gewidmet, aus den Beobachtungen und Berechnungen die Tendenz der Differenzierung zu erkennen und auf diese eine Systematik der beobachteten Spaltungsprodukte zu begründen.

Verf. ist sich bewußt, daß der Gegenstand dieser Untersuchung, wie auch eine notwendige Einschränkung einer Erklärung bedarf.

Zunächst kann die Wahl des Massives, an dem diese Studien durchgeführt wurden, anfechtbar erscheinen; die Untersuchungen wurden tatsächlich durch den oft relativ unfrischen Zustand der Riesengebirgs-Gesteine beträchtlich erschwert. Bestimmend waren hiezu zwei Umstände: schon der Beginn der Studien, die ursprünglich gar nicht in dem Umfange, den sie später annahmen, beabsichtigt wurden, brachte umfangreiches und nur auf dem angegebenen Wege richtig zu benützendes Analysenmaterial und zweitens ging Hand in Hand mit der Erkenntnis von der oft störenden Verwitterung und Zersetzung der Gesteine die Beobachtung, daß die Entwicklung der Konstitutions-Facies im Riesengebirgs-Granit ungemein verschiedene und teilweise überaus interessante Typen hat erstehen lassen, die eine eingehende Untersuchung zur Pflicht machten. Soweit die störenden Wirkungen der Verwitterung sich überhaupt beseitigen lassen, ist es im vorliegenden Fall geschehen: dem nimmermüden Eifer seines Freundes und Kollegen W. Herz

dankt Verf. nahezu 70 Analysen von Gesteinen (und Gemengteilen) aus dem Massive des Riesengebirgs-Granites, die im Laufe der sich über fast 10 Jahre erstreckenden Studien des Verf. ausgeführt wurden und ihre Entstehung der stets gleichen Hilfsbereitschaft und dem stetig wachsenden Interesse des Chemikers an den chemisch-petrographischen Problemen verdanken. Nachdem mithin eine feste Grundlage trotz des ungünstigen Erhaltungszustandes gegeben war, mußte es besonders reizvoll erscheinen, die durch die Zersetzung geschaffenen Schwierigkeiten zu überwinden; da hierbei subjektives Ermessen notgedrungen eine große Rolle spielen muß, wurden bei der Berechnung der Analysen die verschiedenen Möglichkeiten einer Rekonstruktion der chemischen Zusammensetzung berücksichtigt und im Text die Gründe für die gewählte Ergänzung angegeben. Es wurde hierbei keineswegs nach einem bestimmten Schema verfahren, sondern in jedem einzelnen Fall der Weg auf Grund der mikroskopisch studierten petrographischen Beschaffenheit des Gesteins bestimmt. Diese rekonstruierten Analysen werden nach den hier als bekannt vorausgesetzten Methoden von ROSENBUSCH und OSANN auf Molekularproportionen, aus diesen folgende Formeln nach OSANN, Metallatome und Kerne nach ROSENBUSCH umgerechnet. Über die Methoden ROSENBUSCH's vergl. TSCHERMAK's Min.-Petr. Mitt. **11,** 144 ff.; spez. 159 ff., über die Formeln nach OSANN TSCHERMAK's Min.-Petr. Mitt. **19,** 355 ff., über den Wert m **22,** 327 ff. und über k **20,** 406 ff.

Die erwähnte Einschränkung des Gegenstandes — es bleiben die Ganggesteine unberücksichtigt — ist auf Zeitmangel zurückzuführen. Ursprünglich war selbstverständlich beabsichtigt, die Ganggesteine des Riesengebirges in gleicher Weise zur Erkennung der Spaltungsvorgänge heranzuziehen, doch mußte trotz fast abgeschlossener Vorarbeiten hiervon zunächst Abstand genommen werden und dieser Teil der Untersuchung für eine andere Stelle aufgespart werden, da es nicht gelang, für einige im Verlauf der Verarbeitung auftretende Fragen bis zu der festgesetzten Zeit die erforderlichen Studien zu vollenden.

I. Die chemische Zusammensetzung des Riesengebirgs-Granits und seiner Facies.*

1. Das Hauptgestein (Granitit = Biotitgranit).**

Von Gesteinen, die nach ihrer chemischen Zusammensetzung und ihrem strukturellen Aufbau als Vertreter und Varietäten des verbreitetsten Gesteins bezeichnet werden können, wobei die ROSE'sche Definition des »Granitites« in struktureller Hinsicht erhebliche Erweiterung, in stofflicher beträchtliche Einschränkung erfahren mußte, liegen zwölf Analysen vor, von denen sieben ROSE's »Granitit«, zwei seinen »Ganggraniten«, drei seinem »Granit« angehören (vergl. die Tabellen, Erster Teil S. 232, Zweiter Teil 195.). Wegen ihrer starken Zersetzung, die sich makroskopisch, mikroskopisch und chemisch gleich deutlich zu erkennen gibt, sind die drei »Granit«-Analysen bei den folgenden Betrachtungen nicht berücksichtigt; auch von Analyse X (oberhalb der Buche bei Schmiedeberg) wird aus dem gleichen Grunde bei der Er-

* Für die älteren Arbeiten des Verfassers über die granitischen Gesteine des Riesengebirges werden folgende Abkürzungen angewendet:

„Erster Teil“ = Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Erster Teil (I, II) [mit Analysen von W. HERZ], Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Band XII 115—237, 1898.

„Zweiter Teil“ = Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Zweiter Teil (III, IV und Nachtrag zum ersten Teil II) [mit Analysen von W. HERZ]. Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Band XV 105—204 und zwei Tafeln. 1902.

** Nach Ansicht des Verfassers würde eine Neuordnung der petrographischen Nomenklatur den Namen „Granit“ mit vollem Recht auf diese Hauptgruppe (und die aus ihr durch Umwandlung eines Teiles der Feldspate und Biotite hervorgegangenen Muscovit führenden Biotitgranite und Muscovitgranite) übertragen, nachdem Verfasser im „Zweiten Teil“ den Nachweis geführt hat, daß die der ROSE'schen Unterscheidung zu Grunde liegenden „Granite“ und „Granitite“ des Riesengebirges sich nur durch sekundäre, auf Umwandlung zurückzuführende Charaktere unterscheiden und aus der überhaupt nicht großen Gruppe der „echten Granite“ durch fortschreitende Untersuchung immer mehr Repräsentanten als nur sekundär Muscovit führend herausgenommen werden müssen.



mittelung der Durchschnittszusammensetzung nur ein beschränkter Gebrauch gemacht.

Aus den übrigen Analysen wurde schon früher folgendes Mittel berechnet:

1.

Durchschnittsanalyse des Riesengebirgs-Granites

(D2 Zweiter Teil, p. 195)

SiO_2	72.4
Al_2O_3	14.6
Fe_2O_3	1.6
FeO	1.1
MgO	1.4
CaO	2.3
Na_2O	2.3
K_2O	2.9
H_2O	1.4
	100.0

Wie schon die Gewichtsprozente, deutlicher natürlich noch die bei der Umrechnung auf Molekularquotienten und Atomproportionen sich ergebenden Zahlen zeigen, liegen in diesem Durchschnitt auf ein zersetztes Gestein hinweisende Werte vor; der hohe Wassergehalt, bei der Umrechnung auf Molekularquotienten und Bildung der Formel nach Osann besonders deutlich der hohe Tonerdeüberschuß weisen auf die Neubildung von wasserhaltigen Tonerdeverbindungen hin, welche auch die mikroskopische Untersuchung als reichlich aus Feldspaten entstanden in diesen Gesteinen kennen gelehrt hat. Zur Annäherung an die ursprüngliche Zusammensetzung erscheint in Ermangelung einer strengen mathematischen Methode nach zahlreichen Versuchen folgender Weg als der geeignetste:

Durch die Verwitterung sind die Werte für Alkalien, in einem gewissen Abstand auch für Kalk, am stärksten beeinflußt; die Summe der Molekularquotienten dieser drei Bestandteile muß ferner, da Biotit in nicht sehr erheblicher Menge entwickelt ist, im frischen wasserfrei gerechneten Gestein

von normaler granitischer Zusammensetzung gleich dem Molekularquotienten der Tonerde sein. Es wurden daher zunächst die Werte für SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO und MgO unverändert aus dem Durchschnitt beibehalten und die zu 100.0% fehlenden 8.9% nach Maßgabe der höchsten normalen Werte der oben erwähnten Granitanalysen auf CaO, Na_2O und K_2O verteilt (3.2% CaO des Granites vom Pfaffenberg erschien hierbei etwas hoch — das Gestein weicht auch durch seinen, wenn auch geringen Hornblendegehalt vom Haupttypus ein wenig ab; es wurde daher der zweithöchste Wert der Rechnung zu Grunde gelegt). Bei der Berechnung der Molekularquotienten der auf diesem Wege erhaltenen Zahlenreihe ergibt sich ein Tonerdeüberschuß von 0.0140 = 0.92% Al_2O_3, der zweifellos an CaO, Na_2O und K_2O gebunden war und deshalb zu je einem Drittel den Molekularquotienten dieser Oxyde zugerechnet wurde; aus diesen Molekularquotienten ergeben sich auf Gewichtsprozente berechnet folgende Werte für

1a.

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
71.8	14.5	1.6	1.1	1.4	2.6	3.3	3.7

Für die annähernde Richtigkeit dieser Werte spricht folgende erwünschte Bestätigung: Unter sämtlichen oben erwähnten Granitanalysen zeigen bei der Berechnung der Molekularquotienten nur die weiter unten als 2, 3 und 4 bezeichneten Analysen der Granite von Bärndorf bei Schmiedeberg (IV), Heidelberg bei Krummhübel (VII) und Pfaffenberg bei Krummhübel (V) keinen oder so geringen Tonerdeüberschuß, daß ihr Material als frisch gelten kann. Nimmt man aus ihnen das Mittel und rechnet auf 100%, wobei hier die Differenz auf alle Gemengteile aufgeteilt werden muß, da die Summe der Molekularquotienten von CaO, Na_2O und K_2O gleich dem Molekularquotient der Tonerde ist, so erhält man die mit 1a überraschend gut übereinstimmenden Werte:

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
72.7	14.1	1.4	1.0	1.4	2.7	3.1	3.6

Folgende Werte lassen sich aus 1a zum Vergleich mit den übrigen Analysen ermitteln:

Molekularproportionen:

	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	77.22	9.16	2.22	2.24	3.05	3.50	2.62

Formel nach OSANN:

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
1	77.22	6.12	3.05	4.46	9	4.5	6.5	5.7	10.0	1.63

Verhältnis der Metallatome:

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K
1	67.0	15.9	1.9	1.9	2.6	6.1	4.5

Verhältnis der Kerne nach ROSENBUSCH:

	$(NaK)AlSi_2$	$CaAl_2Si_4$	$R^{II}Si$	Si
1	42.4	18.2	7.6	31.6

Quantitative mineralogische Zusammensetzung.

Berücksichtigt man, daß das Gestein sich nur aus Feldspaten, als Kalifeldspat, Albit und Anorthit zu berechnen, Quarz, Biotit und Erz aufbaut, und daß die chemische Zusammensetzung des Biotites durch die Analyse des Biotites aus dem Granit des Kegels der Schneekoppe (I Erster Teil, p. 146: SiO_2 40.4, Al_2O_3 15.4, Fe_2O_3 5.3, FeO 7.7, MgO 19.9, CaO nicht vorhanden, Na_2O 1.8, K_2O 7.1, H_2O 1.7) bekannt ist, so ergibt eine von der nur im Biotit enthaltenen Magnesiamenge der Bauschanalyse ausgehende Berechnung in durchaus eindeutiger Weise als mineralogische Zusammensetzung:

Quarz	Kalifeldspat	Albit	Anorthit	Biotit	Erz
32.5	19.0	27.1	12.9	6.9	1.8 (ev. 1.7 Magnetit und 0.1 FeO).

Von frischen Graniten aus dem Riesengebirge liegen folgende drei Analysen vor:

	2. Bärndorf bei Schmiedeberg (IV Erster Teil, p. 156)	3. Heidelberg bei Krummhübel (VII Erster Teil, p. 164)	4. Pfaffenberg bei Krummhübel (V Erster Teil, p. 162)
SiO_2	71.7	72.2	71.5
Al_2O_3	14.1	13.6	13.6
Fe_2O_3	1.8	1.3	1.2
FeO	0.6	1.5	0.9
MgO	1.3	1.5	1.5
CaO	2.3	2.3	3.2
Na_2O	3.7	2.7	2.6
K_2O	2.9	3.6	4.0
H_2O	1.5	1.1	1.8
	99.9	99.8	100.3

Die Berechnung der Analysen 2 und 3 ergibt einen Tonerdeüberschuß: bei dem Gestein von Bärndorf beträgt er in Molekularquotienten 0.065 = 0.42% in Molekularproportionen, beim Gestein des Heidelberges 0.104 = 0.67%. Im Folgenden ist diese Differenz ausgeglichen, indem je 1/3 des Überschusses den Molekularquotienten für CaO, Na_2O und K_2O zugerechnet wurde und diese Werte der weiteren Berechnung zu Grunde gelegt wurden; um den Grad der hierdurch herbeigeführten, im allgemeinen unerheblichen Veränderung der Prüfung zugänglich zu machen, befinden sich unter den Zahlen der ausgeglichenen Werte die entsprechenden, sich bei Vernachlässigung des Al_2O_3-Überschusses ergebenden in kleinerem Druck.

Molekularproportionen in Prozenten:

	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Al_2O_3 Überschuß
2	77.87	9.01	1.99	2.12	2.82	4.03	2.16	ausgeglichen
	78.21	9.04	2.00	2.13	2.69	3.91	2.02	0.42 vernachlässigt
3	77.88	8.63	2.43	2.43	2.89	3.04	2.70	ausgeglichen
	78.42	8.69	2.44	2.44	2.68	2.84	2.50	0.67 vernachlässigt
4	77.79	8.70	1.81	2.45	3.73	2.74	2.78	nicht vorhanden.

Formeln nach Osann:

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k	Al_2O_3 Überschuß
2	77.87	6.19	2.82	4.11	9.4	4.3	6.3	6.5	10.0	1.66	ausgeglichen
	78.21	5.93	2.69	4.13	9.3	4.2	6.5	6.6	10.0	1.73	vernachlässigt
3	77.88	5.74	2.89	4.86	8.5	4.3	7.2	5.3	10.0	1.73	ausgeglichen
	78.42	5.34	2.69	4.88	8.3	4.1	7.6	5.3	10.0	1.85	vernachlässigt
4	77.79	5.52	3.18	4.81	8.2	4.7	7.1	5.0	8.9	1.76	nicht vorhanden.

Bei der durch den Ausgleich bedingten Zunahme der Quotienten für Kalk und Alkalien einerseits und der durch Umrechnung auf 100% hierdurch hervorgerufenen Verminderung des Quotienten für SiO_2 andererseits muß natürlich der Sauerstoffquotient k am stärksten beeinflußt werden, da bei der Berechnung von $k = \frac{S}{6A + 2C + F}$ der Dividendus verkleinert und der Divisor um das Sechsfache der Zunahme der Alkaliquotienten und um das Doppelte der Zunahme des Kalkquotienten vergrößert wird.

Verhältnis der Metallatome in Prozenten:

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K
2	67.6	15.6	1.7	1.8	2.4	7.0	3.8
	68.0	15.7	1.7	1.9	2.3	6.8	3.5
3	68.1	15.1	2.1	2.1	2.5	5.3	4.7
	68.8	15.2	2.1	2.1	2.3	5.0	4.4
4	68.1	15.2	1.6	2.1	3.3	4.8	4.9

Verhältnis der Kerne nach Rosenbusch:

	$(NaK)AlSi_2$	$CaAl_2Si_4$	$R^{II}Si$	Si	Al Überschuß
2	43.2	16.8	7.0	32.9	
	41.2	16.1	7.2	34.6	0.8
3	40.0	17.5	8.4	33.9	
	37.6	16.1	8.4	36.6	1.2
4	38.8	19.3	8.4	33.5	

Die verhältnismäßig starke Beeinflussung der Kerne durch den Ausgleich erklärt sich leicht aus dem Umstande, daß die Zunahme des Na und K vierfach, des Ca siebenfach zum Ausdruck gelangt und der rechnerischen Zunahme der Feldspatbildner eine Abnahme des gelösten Si um das Doppelte der Zunahme der Alkalimetalle und das Vierfache des Calciums entspricht.

Ein Vergleich der Analysen 2, 3 und 4 untereinander und mit der Durchschnittsanalyse 1 zeigt im allgemeinen weitgehende Übereinstimmung; im einzelnen deuten sich aber schon verschiedene Wege der Differenzierung an. In erster Linie gehört hierher ein nicht unerhebliches Schwanken des Verhältnisses $Na_2O:K_2O$ (ausgedrückt durch n der Formel), ferner die Tendenz der Zunahme von f (entsprechend dem Kern $R^{II}Si$) bei dem Gestein vom Heidelberg, resp. von f und c (entsprechend dem Kern $CaAl_2Si_4$) bei dem Gestein vom Pfaffenberg, immer auf Kosten von a (dem Kern $(NaK)AlSi_2$). Ferner lehrt uns das Gestein von Bärndorf, daß eine Zunahme von Na weder mit einer Zunahme von K noch von Ca verbunden zu sein braucht und entsprechend das Gestein des Pfaffenberges, daß mit einer Zunahme von Ca sogar eine Zunahme von K und eine Abnahme von Na verbunden sein kann; allerdings ist hier nicht das gesamte Calcium im Feldspat enthalten, sondern beteiligt sich auch am Aufbau der Hornblende. Die Tatsache, daß das Gestein des Pfaffenbergs, als einziges der bis jetzt besprochenen, Hornblende in nennenswerter Menge enthält, kommt auch in den Berechnungen zum Ausdruck, wodurch ein Beweis für die Schärfe der Methode geliefert ist: nur in der Formel dieses Gesteins findet sich CaO in F, resp. Ca in dem Kern $R^{II}Si$ enthalten.

Chemische und mineralogische Zusammensetzung (in Gewichtsprozenten).

Die nachstehende Tabelle enthält neben den aus den Molekularproportionen nach erfolgtem Ausgleich berechneten Werten 2a und 3a die sich aus der Analyse ergebenden, wasserfrei und auf 100% (±0.1%) berechneten Zahlen — bei 4 war ein Ausgleich nicht erforderlich —; ein Vergleich der beiden zusammengehörigen Reihen zeigt, daß der Tonerdeausgleich nur geringe Veränderungen in dem chemischen Bild der Gesteine hervorbringt.

	2a	2	3a	3	4a = 4
SiO_2	72.6	72.8	72.6	73.1	72.6
Al_2O_3	14.3	14.3	13.7	13.8	13.8

	2a	2	3a	3	4a = 4
Fe_2O_3	1.8	1.8	1.3	1.3	1.2
FeO	0.6	0.6	1.5	1.5	0.9
MgO	1.3	1.3	1.5	1.5	1.5
CaO	2.4	2.4	2.5	2.3	3.3
Na_2O	3.9	3.8	2.9	2.8	2.6
K_2O	3.1	3.0	3.9	3.7	4.1

Aus 2a, 3a und 4 ergibt sich folgende mineralogische Zusammensetzung:

	Quarz	Kalifeldspat	Albit	Anorthit	Biotit	Erz
2	32.9	15.4	32.1	11.9	6.4	1.5
3	35.0	20.1	23.6	12.5	7.2	1.8
4	33.4	22.5	21.1	13.9	3.9	1.1 Amphibol 4.3

Für das weitere vergleichende Studium der granitischen Riesengebirgsgesteine wird der Einfachheit wegen zunächst noch eine Trennung nach dem geologischen Auftreten beibehalten; es sollen zuerst die geologisch wesentlichen Teile des Granitmassivs, die neben dem Hauptgestein das Gebirge in der Hauptsache zusammensetzen, die Arten des Granites im weiteren Sinne (inkl. der geologisch wichtigen Konstitutionsfacies) und sodann die nur in geringeren Dimensionen auftretenden begleitenden Bestandmassen getrennt behandelt werden. In jeder Gruppe wird diejenige Reihenfolge eingeschlagen, die sich auf Grund der Bauschanalyse, des mineralogisch-strukturellen Verhaltens und des Habitus etwa bei einer petrographischen Monographie ergeben würde.

2. Arten des Riesengebirgs-Granites.

a) mit granitischem Habitus.

α) Plagioklasreiche Granite.

Eine Zunahme des Plagioklasgehaltes im Granit ist eine weitverbreitete Erscheinung; streng genommen macht sie sich schon im Gestein 4, dem Granit vom Pfaffenberg, geltend. Durch höheren Plagioklasgehalt ausgezeichnete Glieder sind häufig so unfrisch, daß der makroskopisch und

mikroskopisch nachgewiesene höhere Plagioklasgehalt in der Analyse gar nicht zum Ausdruck zu kommen braucht, wie dies z. B. bei einem Gestein vom Grünbusch bei Hirschberg, dem Material zu Analyse XXI (Erster Teil, p. 120) der Fall ist.

Nach häufigen Wanderungen und zahlreichen mikroskopischen Untersuchungen gelang es mir im vorigen Jahr, frischeres Material in Ober-Buchwald bei Schmiedeberg in einem vorübergehend geöffneten Anbruch aufzufinden; der Erhaltungszustand des Gesteins ist, wie die hier zum erstenmal veröffentlichte Analyse 5 zeigt, zwar nicht einwandfrei — der Tonerdeüberschuß beträgt in Molekularquotienten 0.0278 = 1.82% —, aber das Wesentliche in der Abweichung vom Hauptgestein tritt unverkennbar hervor.

5.

Plagioklasreicher Granit

Ober-Buchwald bei Schmiedeberg

SiO_2	70.6	
Al_2O_3	17.3	
Fe_2O_3 / FeO	2.5	(als Fe_2O_3 bestimmt)
MgO	0.5	
CaO	4.1	
Na_2O	3.2	
K_2O	1.6	
H_2O	0.5	
Sa	100.3	

Molekularproportionen in Prozenten.

Der oben erwähnte Tonerdeüberschuß, der sich bei der Berechnung der Molekularquotienten ergibt, kann wegen seiner Höhe nicht vernachläßigt werden, wenn er auch, wie die Formeln zeigen, wirklich störend sich nur bei dem Kieselsäurequotienten k geltend macht. In welcher Weise jedoch der Ausgleich zu erfolgen hat, damit die größte Annäherung an die Zusammen-

setzung des frischen Gesteins erzielt wird, läßt sich von vornherein nicht mit Bestimmtheit sagen.

Teilt man, wie es bei den bisher behandelten Analysen geschehen ist, den Tonerdeüberschuß zu gleichen Teilen den Molekularquotienten von CaO, Na_2O und K_2O zu, so schreibt man für dieses Gestein dem Kalkfeldspat den relativ geringsten, dem Natronfeldspat einen wenig höheren und dem Kalifeldspat den relativ stärksten Grad der Verwitterung zu; verteilt man den Überschuß auf die drei Oxyde nach Maßgabe der aus den analytisch gefundenen Werten berechneten Quotienten, so ergänzt man die Zusammensetzung unter der Annahme, daß die Feldspatmolekel in gleichem Grade der Verwitterung unterlegen sind. Nach dem mikroskopischen Befund scheint die erste Annahme den tatsächlichen Verhältnissen am nächsten zu kommen; um jedoch zu zeigen, daß auch unter den für den Kalkgehalt ungünstigsten Bedingungen die Zunahme an Anorthit immer noch nachweisbar ist, wurde als unterster überhaupt in Betracht kommender Grenzwert die Formel für den Fall berechnet, daß nur Alkalien bei der Verwitterung fortgeführt sind. Die vorletzte Reihe zeigt, daß der Plagioklas vorherrschen würde, selbst wenn die gesamte Differenz dem Kali zugerechnet werden müßte, was keinesfalls den Tatsachen entspricht; die letzte Reihe gibt die bei Vernachlässigung des Tonerdeüberschusses berechneten Werte.

	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O
5	75.42	10.87	2.04	0.80	5.29	3.90
	75.42	10.87	2.04	0.80	5.61	3.96
	75.42	10.87	2.04	0.80	4.69	4.20
	(75.42	10.87	2.04	0.80	4.69	3.31
	(76.78	11.07	2.08	0.81	4.78	3.37

	K_2O	Al_2O_3 Überschuß
5	1.69	zu je 1/3 CaO, Na_2O, K_2O zugerechnet
	1.30	proportional den analytisch gefundenen Werten auf CaO, Na_2O, K_2O verteilt
	1.98	zu je 1/2 den Werten für Na_2O und K_2O zugerechnet
	2.87	ganz dem Werte für K_2O zugerechnet)
	1.10	1.82 vernachlässigt).

Formeln nach Osann (in der gleichen Reihenfolge):

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
5	75.42	5.59	5.29	2.84	8.2	7.7	4.1	7.0	10.0	1.60
	75.42	5.26	5.61	2.84	7.7	8.2	4.1	7.5	10.0	1.65
	75.42	6.18	4.69	2.84	9.0	6.9	4.1	6.8	10.0	1.53
	(75.42	6.18	4.69	2.84	9.0	6.9	4.1	5.4	10.0	1.58)
	(76.78	4.47	4.78	2.89	7.4	7.9	4.7	7.2	10.0	1.90)

Verhältnis der Metallatome in Prozenten:

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K
5	64.8	18.7	1.8	0.7	4.5	6.7	2.9
	64.9	18.7	1.8	0.7	4.8	6.8	2.2
	64.4	18.6	1.7	0.7	4.0	7.2	3.4
	(64.4	18.6	1.7	0.7	4.0	5.7	4.9)

(Die bei Vernachlässigung des Tonerdeüberschusses sich ergebenden Zahlen für die Metallatome kommen nicht in Betracht.)

Verhältnis der Kerne nach Rosenbusch:

	(NaK)AlSi$_2$	CaAl$_2$Si$_4$	R^{II}Si	Si
5	38.4	31.5	5.0	25.1
	36.0	33.6	5.0	25.2
	42.4	28.0	4.8	24.8

Chemische Zusammensetzung in Gewichtsprozenten wasserfrei und auf 100 aus den Molekularquotienten für die ersten drei Arten des Tonerdeausgleiches (5a′ 5a″ 5a‴) berechnet; unter 5′ sind die wasserfrei auf 100% berechneter Werte der Analyse zum Vergleich beigefügt:

	5a′	5a″	5a‴	5′
SiO_2	69.3	69.6	69.2	70.7
Al_2O_3	17.0	17.0	17.0	17.3
Fe_2O_3 / FeO	2.5	2.5	2.5	2.5
MgO	0.5	0.5	0.5	0.5
CaO	4.5	4.8	4.0	4.1
Na_2O	3.7	3.7	4.0	3.2
K_2O	2.5	1.9	2.8	1.6

Aus 5a′ ergibt sich die mineralogische Zusammensetzung (in Gewichtsprozenten):

	Quarz	Kalifeldspat	Albit	Anorthit	Biotit	Erz
5	28.4	13.6	31.3	22.4	2.9	2.2

Schließlich wurde noch die mineralogische Zusammensetzung für die (den Tatsachen unbedingt nicht entsprechende) Annahme, daß nur Kali bei der Verwitterung entfernt wurde, berechnet, um zu zeigen, daß auch bei dieser denkbar ungünstigsten Voraussetzung n = 5.4, Na = 7.5, K = 4.9 eine beträchtliche Zunahme des Plagioklases nachzuweisen ist:

Quarz	Kalifeldspat	Albit	Anorthit	Biotit	Erz
26.4	23.1	26.2	19.8	2.4	2.2

β) Quarzreiche Granite.

Auf die hier zusammengefaßten Gesteine beziehen sich zwei Analysen und mehrere SiO_2-Bestimmungen des ersten Teils (p. 175 ff.), von denen nur ein Vorkommen für die Rechnung genügend frisch ist.

6.
Höhen westlich von Arnsdorf
(XII Erster Teil, p. 176)

SiO_2	74.7
Al_2O_3	12.6
Fe_2O_3	2.3
FeO	0.9
MgO	1.0
CaO	2.1
Na_2O	3.4
K_2O	2.4
H_2O	1.1
	100.5

Hieraus ergeben sich

Molekularproportionen in Prozenten:

	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Al_2O_3 Überschuß
6	79.87	7.92	2.68	1.60	2.53	3.64	1.76	ausgeglichen
	80.17	7.95	2.69	1.61	2.41	3.53	1.64	0.87

Formel nach OSANN:

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k	Al_2O_3 Überschuß
6	79.87	5.40	2.53	4.28	8.9	4.1	7.0	6.7	10.0	1.91	ausgeglichen
	80.17	5.17	2.41	4.30	8.7	4.1	7.2	6.6	10.0	1.98	vernachlässigt.

Verhältnis der Metallatome in Prozenten:

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K
6	70.5	14.0	2.4	1.4	2.2	6.4	3.1
	70.9	14.1	2.4	1.4	2.1	6.2	2.9

Verhältnis der Kerne nach ROSENBUSCH:

	$(NaK)AlSi_2$	$CaAl_2Si_4$	$R^{II}Si$	Si	Al Überschuß
6	38.0	15.4	7.6	38.9	
	36.4	14.7	7.6	40.5	0.8

Chemische und mineralogische Zusammensetzung in Gewichtsprozenten:

Aus den mit Ausgleich des Tonerdeüberschusses berechneten Molekularquotienten ergeben sich als chemische Zusammensetzung des wasserfrei angenommenen Gesteins in Gewichtsprozenten die unter 6a′ angegebenen Werte; zum Vergleich ist unter 6′ die wasserfrei aus der Analyse auf 100% berechnete Zusammensetzung beigefügt:

	6a′	6′
SiO_2	74.9	75.1
Al_2O_3	12.6	12.7
F_2O_3	2.3	2.3
FeO	0.9	0.9
MgO	1.0	1.0
CaO	2.2	2.1
Na_2O	3.5	3.4
K_2O	2.6	2.4

Aus 6a′ folgt die mineralogische Zusammensetzung:

	Quarz	Kalifeldspat	Albit	Anorthit	Biotit	Erz
6	41.8	11.9	27.9	10.4	5.0	2.5

Vergleicht man die Formel und das Verhältnis der Kerne dieses Gesteins mit den entsprechenden Werten des Hauptgesteins, so ergibt sich als wesentlicher Unterschied nur eine Zunahme von s resp. von dem in den Alkali- und Kalkkernen gelösten Si. Der im Vergleich zur Durchschnitts-

analyse 1 ein etwas stärkeres Vorwiegen des Na_2O über K_2O bezeichnende höhere Wert für n findet sich ganz entsprechend im normalen Granit von Bärdorf. (Vergleiche hierfür und in allen folgenden Fällen die Tabellen im zweiten Teil des Aufsatzes).

Gesteine von diesem Typus sind im Riesengebirge offenbar nicht selten: die Analyse eines hierher gehörigen Gesteines vom Schlüsselberg bei Schmiedeberg (Erster Teil XIII, p. 180) kann wegen zu starker Zersetzung nicht in entsprechender Weise berechnet werden, doch ist sein SiO_2-Gehalt (in Gewichtsprozenten 76.8%, wasserfrei und auf 100% berechnet 77.1%) in Verbindung mit dem Habitus für die Einreihung an dieser Stelle ebenso beweisend wie für ein Gestein von der Zackenklamm, in dem chemisch nur $SiO_2 = 75.4\%$ bestimmt wurde. Im übrigen bewirkt gerade das Charakteristische dieser Gruppe, der granitische Habitus, daß sie makroskopisch und oft auch mikroskopisch nicht auffallen und sich somit großenteils der Feststellung entziehen. Soweit sie bekannt geworden sind, sind sie im Ersten Teil als saure Konstitutionsfacies mit granitischer Struktur zusammengefaßt.

γ) Plagioklas-biotitreiche Granite.

Ein makroskopisch durch sein feines Korn und seinen Reichtum an Biotit ausgezeichnetes Gestein findet sich nahe beim Bahnhof Proschwitz (westlich von Gablonz) im Isergebirge. Trotz erheblichen Plagioklasgehaltes nimmt es seiner Struktur nach eine Mittelstellung zwischen dem Hauptgestein und dessen aplitischen Facies ein. Die Einreihung dieses Gesteins auf Grund des mikroskopischen Befundes und der Analyse ist sehr schwierig: gegen eine Zuweisung zu den basischen Konstitutionsfacies spricht der relativ hohe SiO_2-Gehalt des Gesteins, der in deutlichem Gegensatz zum Anwachsen des Plagioklases und Biotites steht (Zweiter Teil, pag. 122—124); an die, wie die spätere Diskussion der Rechnung zeigen wird, tatsächlich bestehende Verwandtschaft mit den dunklen Schlieren läßt zunächst der deutlich ausgeprägte granitische Habitus nicht denken.

7.

Plagioklas-biotitreicher Granit

Weg vom Bahnhof Proschwitz nach dem Kaiserstein

(XXX Zweiter Teil, p. 124)

SiO_2	73.3
Al_2O_3	13.0
Fe_2O_3	3.9
FeO	1.0
MgO	2.1
CaO	3.9
Na_2O	1.2
K_2O	1.6
H_2O	0.7
Sa	100.7

Ein auch hier bei der Bildung der Molekularquotienten sich ergebender Tonerdeüberschuß (0.0215 = 1.37%) läßt verschiedene Möglichkeiten der Berechnung zu; zum erstenmal entsteht hier infolge des erheblichen Biotitgehaltes die Frage, ob und wie weit der Wasserstoffgehalt des Biotits in Anrechnung zu bringen ist. Um den für die Zunahme des Anorthits ungünstigsten Grenzwert zu finden, wurde der ganze Wassergehalt des Biotites (aus dem MgO-Gehalt der Analyse unter Zugrundelegung der für den Biotit des Riesengebirgsgranites ermittelten Zusammensetzung mit $0.2 H_2O$ berechnet) in die Rechnung eingeführt und sein Molekularquotient dem Wert A zugerechnet; die sich ergebenden Zahlenreihen sind an zweiter Stelle mitgeteilt. An erster Stelle stehen die Werte für wasserfreie Substanz; auch hier wurde der für den Kalkgehalt ungünstigste Weg eingeschlagen, nämlich der Überschuß zu je einem Drittel den Werten für CaO, Na_2O und K_2O zugerechnet, obwohl das Mikroskop nicht nur die Vorherrschaft, sondern auch die verhältnismäßig starke Zersetzung des Plagioklases unzweideutig lehrte (vgl. die Beschreibung l. c.).

Molekularproportionen in Prozenten:

	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
7	76.75	8.01	3.93	3.30	4.82	1.67	1.52
	76.75	8.01	3.93	3.30	4.59	1.44	1.29

	H_2O	Al_2O_3 — Überschuß
7	—	zu je 1/3 den Werten für CaO, Na_2O, K_2O zugerechnet
	0.69	nach Abzug des auf H_2O entfallenden Wertes wie oben behandelt.

Formel nach Osann:

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
7	76.75	3.19	4.82	7.23	4.2	6.3	9.5	5.7	10.0	2.13
	76.75	3.42	4.59	7.23	4.5	6.0	9.5	5.8	10.0	2.08

Verhältnis der Metallatome in Prozenten:

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	H
7	69.0	14.4	3.5	3.0	4.3	3.0	2.7	—
	68.9	14.4	3.5	3.0	4.1	2.6	2.3	1.3

Verhältnis der Kerne nach Rosenbusch:

	$(NaK)AlSi_2$	$HAlSi_2$	$CaAl_2Si_4$	$R^{II}Si$	Si
7	22.8	—	30.1	13.0	33.9
	19.6	5.2	28.7	13.0	33.6
	24.8 (19.6 + 5.2)				

Chemische Zusammensetzung in Gewichtsprozenten (7a′ und 7a″ aus den Molekularquotienten, 7′ aus der Analyse auf 100% berechnet):

	7a′	7a″	7′
SiO_2	72.1	72.6	73.3
Al_2O_3	12.8	12.9	13.0
Fe_2O_3	3.8	3.9	3.9
FeO	1.0	1.0	1.0
MgO	2.1	2.1	2.1
CaO	4.2	4.1	3.9
Na_2O	1.7	1.4	1.2
K_2O	2.3	1.9	1.6
H_2O	—	0.2	—

Mineralogische Zusammensetzung (aus 7a′):

	Quarz	Kalifeldspat	Albit	Anorthit	Biotit	Erz
7	44.4	8.8	12.7	21.0	10.4	3.4

In die gleiche Gruppe gehört das aus verschiedenen Gründen sehr interessante Gestein vom Abhange des Fuchsberges, südöstlich vom Bahnhof Proschwitz. Die chemische Zusammensetzung des gelblichen, eugranitisch struierten Gesteins ergab:

8.

Fuchsberg bei Proschwitz

(XXXVIII Zweiter Teil, p. 176)

SiO_2	74.5
Al_2O_3	12.2
Fe_2O_3	3.1
FeO	1.3
MgO	1.6
CaO	3.2
Na_2O	1.3
K_2O	1.9
H_2O	1.1
Sa	100.2

Auch hier ergibt die Berechnung der Molekularquotienten einen merklichen Tonerdeüberschuß (0.0213), der zunächst im Widerspruch mit der frischen Beschaffenheit des Gesteins zu stehen scheint; doch ist der größere Teil des Überschusses nach dem Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung zweifellos auf den aus eingeschmolzenen Tonschieferbröckchen entstandenen Andalusit und Kaliglimmer, teilweise auch auf den primären Biotitgehalt zurückzuführen. Da der Hauptunterschied dieses Gesteins gegenüber dem normalen Granit in der Zunahme von Plagioklas und Biotit auf Kosten des Kalifeldspates liegt, wurden wieder die für diese Minerale ungünstigsten Annahmen gemacht: in der ersten Reihe stehen die nach Abzug von 0.0113 Al_2O_3 für Andalusit und für den durch die Glimmer hervorgerufenen Überschuß berechneten Werte, bei denen mithin ein Überschuß von 0.0100 auf CaO, Na_2O und K_2O zu gleichen Teilen aufgeteilt wurde; in der zweiten Reihe befinden sich als unterste Grenzwerte die sich bei der Aufteilung des ganzen

Überschusses auf Kalk und die Alkalien ergebenden Zahlen. Es zeigt sich, daß auch hier die Werte nicht sehr erheblich voneinander abweichen.

Molekularproportionen in Prozenten:

	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
8	79.28	7.63	3.63	2.55	3.88	1.55	1.49
	78.70	7.58	3.61	2.54	4.07	1.78	1.73

Al_2O_3 — Überschuß

8 0.113 vernachlässigt, 0.100 zu gleichen Teilen auf CaO, Na_2O, K_2O aufgeteilt
in seiner Gesamtheit zu gleichen Teilen auf CaO, Na_2O, K_2O aufgeteilt.

Formeln nach Osann:

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
8	79.28	3.04	3.88	6.18	4.7	5.9	9.4	5.1	10.0	2.46
	78.70	3.51	4.07	6.15	5.1	5.9	9.0	5.1	10.0	2.22

Verhältnis der Metallatome in Prozenten:

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K
8	71.6	13.8	3.3	2.3	3.5	2.8	2.7
	70.8	13.7	3.2	2.3	3.7	3.2	3.1

Verhältnis der Kerne nach Rosenbusch:

	$(NaK)AlSi_2$	$CaAl_2Si_4$	$R^{II}Si$	Si	Al — Überschuß
8	22.0	24.5	11.2	41.0	1.3
	25.2	25.9	11.0	37.9	

Chemische Zusammensetzung in Gewichtsprozenten (8a′ und 8a″ aus den Molekularquotienten, 8′ aus der Analyse berechnet):

	8a′	8a″	8′
SiO_2	74.7	74.0	75.2
Al_2O_3	12.2	12.1	12.3
Fe_2O_3	3.1	3.1	3.1
FeO	1.3	1.3	1.3
MgO	1.6	1.6	1.6
CaO	3.4	3.6	3.2
Na_2O	1.5	1.7	1.3
K_2O	2.2	2.6	1.9

Mineralogische Zusammensetzung aus 8a′:

	Quarz	Kalifeldspat	Albit	Anorthit	Biotit	Erz
8	50.6	9.4	11.0	16.9	7.8	3.4

(0.9 Al_2O_3, die bei dieser Aufrechnung übrig bleiben, sind accessorischen Komponenten, besonders dem Andalusitgehalt des Gesteins zuzuschreiben).

3. Saure Konstitutionsfacies mit aplitischer Struktur.

Ein Blick auf die Zusammenstellung der sich auf saure Konstitutionsfacies beziehenden Analysen (Erster Teil, p. 233) zeigt, daß sich zwei Gruppen unterscheiden lassen, die getrennt besprochen werden sollen: 1. an zweiwertigen Metallen (Ca, Mg, Fe) arme Gesteine, die somit typisch granitaplitische Zusammensetzung besitzen, und 2. an zweiwertigen Metallen reichere Gesteine.

α) An zweiwertigen Metallen arme Gesteine.

Aus den vier Analysen der Konstitutionsfacies von typisch aplitischer Zusammensetzung (XVI—XIX des Ersten Teils, p. 188—192) wurde die Durchschnittszusammensetzung (D 3 des Zweiten Teils, p. 198) gebildet und diese sowie von den beiden unter diesen Gesteinen vertretenen makroskopisch verschiedenen Typen, dem aplitischen und dem äußerlich porphyrähnlichen, je ein Vertreter berechnet, obwohl der Tonerdeüberschuß bei den Gesteinen von typisch aplitischem Habitus nicht unerheblich ist. Bei der durch die Analyse angedeuteten und mikroskopisch sicher gestellten Armut an Plagioklas konnte der Überschuß nicht zu gleichen Teilen auf CaO, Na_2O, K_2O verteilt werden; es wurde daher im Verhältnis zu den analytisch gefundenen Zahlen ausgeglichen.

	9. Durchschnittszusammensetzung der kalkarmen Aplite (D 3 Zweiter Teil, p. 198)	10. Hohes Rad (Kamm) aplitisch (XVII Erster Teil, p. 190)	11. Abruzzen bei Cunersdorf porphyrähnlich (XVIII Erster Teil, p. 191)
SiO_2	75.7	74.4	75.2
Al_2O_3	13.1	13.7	12.2
Fe_2O_3	1.0	0.7	1.7
FeO	1.1	1.0	0.4
MgO	0.7	0.9	0.9
CaO	1.4	1.2	1.2
Na_2O	2.9	2.6	2.9
K_2O	2.2	4.0	4.3
H_2O	1.6	1.5	0.9
Sa	99.7	100.0	99.7

Molekularproportionen in Prozenten:

	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
9	80.87	8.02	1.42	1.60	1.83	3.40	2.86
10	79.82	8.65	1.43	1.45	1.74	3.43	3.48
11	81.31	7.76	1.71	1.46	1.51	3.16	3.08

Al_2O_3 — Überschuß

9 0.0216 = 1.40% nach Maßgabe der analytisch gefundenen Werte auf CaO, Na_2O, K_2O aufgeteilt

10 0.0284 = 1.80% nach Maßgabe der analytisch gefundenen Werte auf CaO, Na_2O, K_2O aufgeteilt

11 0.0057 = 0.37% auf CaO, Na_2O, K_2O verteilt.

Formeln nach Osann:

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
9	80.87	6.26	1.83	3.02	11.3	3.3	5.4	5.6	10.0	1.83
10	79.82	6.91	1.74	2.88	12.0	3.0	5.0	5.0	10.0	1.67
11	81.31	6.24	1.51	3.17	11.4	2.8	5.8	5.1	10.0	1.86

Verhältnis der Metallatome in Prozenten:

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K
9	70.8	14.0	1.2	1.4	1.6	6.0	5.0
10	69.1	15.0	1.2	1.3	1.5	5.9	6.0
11	71.3	13.6	1.5	1.3	1.3	5.5	5.4

Verhältnis der Kerne nach Rosenbusch:

	$(NaK)AlSi_2$	$CaAl_2Si_4$	$R^{II}Si$	Si
9	44.0	11.2	5.2	39.8
10	47.6	10.5	5.0	36.8
11	43.6	9.1	5.6	41.5

Chemische Zusammensetzung in Gewichtsprozenten, wasserfrei und auf 100% (die mit a′ bezeichneten Werte sind aus den Molekularquotienten, die mit ′ bezeichneten aus den Analysen berechnet):

	9a′	9′	10a′	10′	11a′	11′
SiO_2	75.5	76.7	74.0	75.4	75.8	76.1
Al_2O_3	12.7	12.9	13.7	13.9	12.3	12.3
Fe_2O_3	1.0	1.0	0.7	0.7	1.7	1.7
FeO	0.7	0.7	1.0	1.0	0.4	0.4
MgO	1.0	1.0	0.9	0.9	0.9	0.9
CaO	1.6	1.3	1.5	1.2	1.3	1.2
Na_2O	3.3	2.8	3.2	2.7	3.0	2.9
K_2O	4.2	3.6	5.0	4.1	4.5	4.4

Mineralogische Zusammensetzung:

	Quarz	Kalifeldspat	Albit	Anorthit	Biotit	Erz
9	36.8	22.5	27.1	7.9	5.0	1.0
10	33.0	27.8	26.2	7.4	4.4	1.1
11	38.3	24.9	24.5	6.5	4.4	1.5

β) An zweiwertigen Metallen reichere saure Konstitutionsfacies.

a) Kalkreichere Gesteine.

Als Beispiel für kalkreiche saure Konstitutionsfacies kann ein Gestein vom Bolzenschloß bei Jannowitz dienen, das in der halben Höhe zwischen Jannowitz und dem Gipfel ansteht und typisch aplitischen Habitus besitzt (Erster Teil, p. 184).

Aus der Analyse:

12.
Zwischen Jannowitz und Bolzenschloß
(XIV Erster Teil, p. 184)

SiO_2	76.1
Al_2O_3	12.4
Fe_2O_3, FeO	0.7
MgO	0.8
CaO	3.3
Na_2O	3.3
K_2O	1.5
H_2O	1.5
Sa.	99.6

ergeben sich folgende Werte:

Molekularproportionen in Prozenten:

	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
12	82.02	7.86	0.54	1.30	3.81	3.44	1.03

Formel nach Osann:

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
12	82.02	4.47	3.39	2.26	8.8	6.7	4.5	7.7	8.1 *	2.28

* Bei dem niedrigen Werte für F kommt der Zahl für m natürlich keine Bedeutung zu. Wie geringe, innerhalb der Fehlergrenzen der Analyse liegende Differenzen den Wert

Verhältnis der Metallatome in Prozenten:

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K
12	73.0	14.0	0.5	1.2	3.4	6.1	1.8

Verhältnis der Kerne nach ROSENBUSCH:

	(Na K) $AlSi_2$	$CaAl_2Si_4$	$R^{II}Si$	Si
12	31.6	22.4	4.0	42.0

Chemische Zusammensetzung in Gewichtsprozenten:

SiO_2	77.5
Al_2O_3	12.6
Fe_2O_3 } FeO	0.7
MgO	0.8
CaO	3.4
Na_2O	3.4
K_2O	1.5

Mineralogische Zusammensetzung:

	Quarz	Kalifeldspat	Albit	Anorthit	Biotit	Erz	Überschuß
12	46.2	7.1	27.9	14.0	3.9	0.2	0.6 CaO

b) Biotitreichere saure Konstitutionsfacies.

Das beste Beispiel für biotitreiche saure Konstitutionsfacies ist das seinem Habitus nach granitporphyrähnliche Gestein vom Schwarzbrunnkamm nahe am Aussichtsturm südlich von Gablonz (Zweiter Teil, p. 173 ff.); in die gleiche Gruppe gehört auch das seines Gehaltes an sekundärem Muscovit wegen ausführlich beschriebene typisch aplitische Gestein von der Großen Sturmhaube (Zweiter Teil, p. 113 ff.), dessen Berechnung jedoch nicht ohne weiteres möglich ist.

---

für m in diesem und ähnlichen Fällen beeinflussen können, zeigt, daß schon bei Anwendung der auf zwei Dezimalen berechneten Zahlen für Al_2O_3 : 12.44 und für CaO : 3.25 an Stelle der oben benützten abgerundeten sich für m der Wert 8.5 ergibt und daß bei einer Verminderung des Kalkgehaltes um 0.3 m = 10.0 sein würde.

	13. Schwarzbrunnkamm (XXXVII Zweiter Teil, p. 175)	14. Große Sturmhaube (XXIX Zweiter Teil, p. 115)
SiO_2	76.4	77.6
Al_2O_3	10.8	11.2
Fe_2O_3	1.4	1.8
FeO	1.0	1.2
MgO	1.9	1.7
CaO	2.4	2.0
Na_2O	1.9	1.3
K_2O	2.7	2.0
H_2O	1.3	0.9
Sa	99.8	99.7

Molekularproportionen in Prozenten:

Das Gestein vom Schwarzbrunnkamm gibt einen so unerheblichen Tonerdeüberschuß (0.0037 = 0.24%), daß er mit Rücksicht auf den Biotitgehalt ohne weiteres vernachlässigt werden kann. Andererseits ist es bei dem Gestein von der Großen Sturmhaube nicht angängig, den gesamten Tonerdeüberschuß (0.0318 = 2.0%) den Feldspatbildnern zuzuweisen, da abgesehen von dem Biotitgehalt die Umwandlung dieses Minerals in Muscovit ohne Neubildung eines magnesiahaltigen Gemengteils die Zahlen für die Tonerde erhöht und für MgO und auch wohl für die Eisenoxyde herabsetzt. Es wurde daher nicht der ganze Tonerdeüberschuß, sondern nur zwei Drittel auf CaO, Na_2O und K_2O verteilt und im übrigen die Formel wasserfrei berechnet.

	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
13	81.58	6.79	2.04	3.04	2.75	1.96	1.84
14	81.69	6.94	2.46	2.68	2.69	1.76	1.78

Al_2O_3 — Überschuß

13 0.0037 = 0.24% vernachlässigt

14 0.0111 = 0.7% vernachlässigt, 0.0207 = 1.3% auf CaO, Na_2O und K_2O verteilt.

Formeln nach OSANN:

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
13	81.58	3.80	2.75	5.08	6.5	4.75	8.75	5.2	10.0	2.44
14	81.69	3.54	2.69	5.14	6.2	4.7	9.1	5.0	10.0	2.57

Verhältnis der Metallatome in Prozenten:

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K
13	73.8	12.3	1.8	2.8	2.5	3.5	3.3
14	74.0	12.6	2.2	2.4	2.4	3.2	3.2

Verhältnis der Kerne nach Rosenbusch:

	$(NaK)AlSi_2$	$CaAl_2Si_4$	$R^{II}Si$	Si	Al Überschuß
13	27.2	17.5	9.2	45.6	0.5
14	25.6	16.8	9.2	47.0	1.4

Chemische Zusammensetzung (wasserfrei und auf 100%, 14a′ aus den korrigierten Molekularproportionen, 14′ aus der Analyse berechnet):

	13′ = 13a′	14a′	14′
SiO_2	77.5	77.6	78.5
Al_2O_3	11.0	11.2	11.4
Fe_2O_3	1.4	1.8	1.8
FeO	1.0	1.2	1.2
MgO	1.9	1.7	1.7
CaO	2.4	2.4	2.0
Na_2O	1.9	1.7	1.3
K_2O	2.8	2.6	2.0

Mineralogische Zusammensetzung:

	Quarz	Kalifeldspat	Albit	Anorthit	Biotit	Erz	Überschuß
13	50.7	12.4	14.4	11.9	9.4	1.1	
14	52.8	11.8	12.7	11.9	8.4	1.8	(0.8 Al_2O_3)

Legt man der Berechnung der mineralogischen Zusammensetzung des Gesteins vom Schwarzbrunnkamm nicht die Zusammensetzung des Biotites von der Schneekoppe zu Grunde, sondern benützt die Analyse des Biotites aus dem Granit zwischen Gablonz und Radel, der einem dem Vorkommen vom Schwarzbrunnkamm räumlich viel näher liegenden Gestein entnommen wurde (Zweiter Teil, p. 149, Anal. XXXI: SiO_2 39.1, Al_2O_3 16.0, Fe_2O_3 5.0, FeO 8.6, MgO 19.4, CaO —, Na_2O 3.2, K_2O 7.4, H_2O 1.9, Sa 100.6), so ergeben sich infolge der sehr ähnlichen Zusammensetzung beider Biotite nur sehr wenig abweichende Werte.

	Quarz	Kalifeldspat	Albit	Anorthit	Biotit	Erz	Überschuß
13	51.2	12.4	13.6	11.9	9.7	1.1	(0.8 Al_2O_3)

4. Basische Konstitutionsfacies.

Die basischen Konstitutionsfacies des Riesengebirgsgranites sind teils wegen ihres mangelhaften Erhaltungszustandes, teils wegen der Art ihrer mineralogischen Zusammensetzung für den Ausdruck in Formeln und Kernen viel weniger geeignet als die bisher behandelten Gesteine; doch gelingt es auch hier, unter Heranziehung des mikroskopischen Befundes die Tendenzen der Differenzierung, teilweise sogar zahlenmäßig, festzulegen. Während Abnahme des Quarzgehaltes allen diesen hier zusammengefaßten Gebilden gemeinsam ist, lassen sich, zunächst mineralogisch ausgedrückt, drei Gruppen unterscheiden, charakterisiert durch: α) Zunahme von Biotit; β) Zunahme von Plagioklas; γ) Zunahme von Biotit und Plagioklas.

α) Durch Zunahme des Biotites charakterisierte basische Facies.

Durch Reichtum an Biotit ist eine am Wege von Arnsdorf nach dem Karl-Wilhelms-Fels auftretende Varietät charakterisiert, die im Gegensatz zu den übrigen Konstitutionsfacies ohne scharfe Grenze in das Hauptgestein übergeht. Die hypidiomorph-körnig struierte Masse wurde auf Grund der makroskopischen und mikroskopischen Untersuchung als ein Biotitgranit bezeichnet, in dem Biotit in ungewöhnlichem Maße angereichert ist (Erster Teil, p. 223). Die Analyse ergab:

15.

An Biotit ungewöhnlich reicher Granit von Arnsdorf
(XXVI Erster Teil, p. 223)

SiO_2	63.1
Al_2O_3	18.0
Fe_2O_3	2.5
FeO	1.3
MgO	4.6
CaO	2.7
Na_2O	2.0
K_2O	3.9
H_2O	2.2
Sa	100.3

Eine Berechnung der Analyse kann wegen des durch Zersetzung der Feldspate bedingten hohen Tonerdeüberschusses nur als Hinweis auf die chemische Natur des Gesteins betrachtet werden; mit Sicherheit wurde jedoch, da der Biotit dieser Varietät analysiert wurde, die Menge des im Gestein vorhandenen Biotites zu mehr als 20% bestimmt. Verteilt man den auch nach Abzug des durch den Biotitgehalt verursachten sehr kleinen Tonerdeüberschusses (0.0030 in Molekularquotienten) noch recht erheblichen Rest von 0.0515 = 3.4% auf CaO, Na_2O und K_2O, so ergeben sich folgende Werte:

Molekularproportionen auf 100:

	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
15	67.13	11.26	3.19	7.34	4.17	3.15	3.75

Formel nach Osann:

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
15	67.13	6.90	4.17	10.53	6.4	3.9	9.7	4.6	10.0	1.11

Verhältnis der Metallatome in Prozenten:

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K
15	56.8	19.1	2.7	6.2	3.5	5.3	6.3

Verhältnis der Kerne nach Rosenbusch:

	$(NaK)AlSi_2$	$CaAl_2Si_4$	$R^{II}Si$	Si	Al
15	46.4	24.5	17.8	10.7	0.5

Hieraus folgt die berechnete chemische Zusammensetzung:

SiO_2	62.0
Al_2O_3	17.7
Fe_2O_3	2.4
FeO	1.3
MgO	4.5
CaO	3.6
Na_2O	3.0
K_2O	5.4

und somit die mineralogische Zusammensetzung:

	Quarz	Kalifeldspat	Albit	Anorthit	Biotit	Erz
15	17.9	21.3	20.3	17.9	21.4	1.0 (wobei

die Oxydationsstufen des Eisens zusammengefaßt wurden, da infolge der Zersetzung 0.5% weniger FeO vorhanden ist, als die Analyse des frischen Biotites beansprucht).

β) Durch Zunahme von Plagioklas charakterisierte basische Facies.

Durch Zunahme von Plagioklas charakterisierte Facies treten mehrfach im Granit des Riesengebirges auf; ihre Analysen gestatten aber wegen zu weit vorgeschrittener Zersetzung keine Berechnung.

Das erste Beispiel, der »Syenit« G. ROSE's vom Bärenstein, südwestlich von Schmiedeberg, wurde im ersten Teil als aufgebaut aus großen roten Feldspaten und schmutzig grünen bis schwarzen Tupfen beschrieben; trotz ziemlich starker Verwitterung ist makroskopisch nicht selten Zwillingsstreifung zu erkennen. Unter dem Mikroskop erweist sich Plagioklas als herrschender Gemengteil; die dunklen Tupfen sind Biotit und Chlorit; Quarz fehlt (Erster Teil, p. 210 ff.).

Da das Gestein sehr interessant ist, suchte ich es während vieler Exkursionen an anderen Stellen, in der Hoffnung, frischere Stücke zu finden. Von mehreren gangähnlichen Schlieren, die ich im Laufe mehrerer Jahre auffand, schien ein Vorkommen vom Kräberberg bei Arnsdorf, in der Nähe der Schmidtbaude anstehend, verhältnismäßig am frischesten; doch enttäuschte auch hier die Analyse, so daß eine Berechnung unmöglich ist. Immerhin ergänzen sich die beiden Analysen bis zu einem bestimmten Grade: beide müßten CaO und Alkalien in erheblicher Menge enthalten, doch weist nur die Analyse des Gesteins vom Bärenstein einen beträchtlichen Kalkgehalt nach, während das Gestein von der Schmidtbaude, das außerdem ärmer an Biotit (und event. Hornblende) ist, in seinem gegenwärtigen Zustand nur noch wenig Kalk, wohl aber mehr Alkalien enthält. Auf die eigentümlichen Zersetzungsvorgänge einzugehen bietet sich wohl später an anderer Stelle Gelegenheit.

	Bärenstein (XXII Erster Teil, p. 211)	Schmidtbaude am Kräberberg
SiO_2	61.4	64.9
Al_2O_3	20.0	20.9
Fe_2O_3	1.3	4.2
FeO	4.1	1.5
MgO	3.7	1.1
CaO	4.4	1.6
Na_2O	2.2	3.0
K_2O	1.3	2.1
H_2O	1.4	0.9
Sa	99.8	100.2

γ) Durch Zunahme von Biotit und Plagioklas charakterisierte basische Facies.

In die durch Zunahme von Biotit und Plagioklas charakterisierte Gruppe gehören die »basischen Konkretionen« im engeren Sinne, die sich im Riesengebirgs-Massiv durch dunkle Färbung, feines Korn, scharfe Grenzen und panidiomorphe Struktur auszeichnen.

Das durch seine Frische schönste Vorkommen stammt von dem Bruche am Fuchsberg, südöstlich vom Bahnhof Proschwitz (Zweiter Teil, p. 180 ff.); die Analyse ergab:

16.

Basische Schliere, Fuchsberg bei Proschwitz (XXXIX Zweiter Teil, p. 182)

SiO_2	55.7
Al_2O_3	18.8
Fe_2O_3	5.9
FeO	1.8
MgO	6.0
CaO	6.5
Na_2O	1.4
K_2O	1.8
H_2O	1.8
Sa	99.7

Rechnet man die Molekularquotienten, so ergibt sich ein Tonerdeüberschuß von 0.0265, der zunächst ebenso wie der erhebliche Wassergehalt der Analyse mit der Frische des Gesteins im Widerspruch zu stehen scheint. Bei dem bedeutenden Biotitgehalt, der nach der mikroskopischen Untersuchung auf appr. zwei Fünftel des Gesteins geschätzt wurde, hat der Wassergehalt dieses Minerales jedenfalls einen erheblichen Anteil an dem Überschuß. Die Frische des Gesteins, das Fehlen jedes Zersetzungsproduktes läßt es richtig erscheinen, den ganzen Tonerdeüberschuß auf den Wassergehalt des Biotites zurückzuführen und für ihn die entsprechende Wassermenge in die Rechnung einzuführen; in zweiter Linie wurde die Rechnung unter Annahme der von OSANN für den Biotit der Granite angegebenen Molekularverhältnisse durchgeführt und der hierbei auf H_2O entfallende Teil des Überschusses (0.0126) vernachlässigt, der Rest auf CaO, Na_2O und K_2O verteilt.

Es sei schon hier bemerkt, daß der Biotit dieses Gesteins eine durchaus andere Zusammensetzung hat, als der normale Biotit des Granites, mithin die erste Annahme an sich mindestens die gleiche, wie sich ergeben hat, sogar weit höhere Wahrscheinlichkeit besitzt als die zweite. Da es jedoch nicht angängig ist, beim Zurückgehen auf die Metallatome und die Metallkerne den Wasserstoff des Biotites als Metall der Legierung anzunehmen, mußten hier beide Berechnungsweisen als gleichwertig durchgeführt werden.

Verhältnis der Molekularproportionen in Prozenten:

	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
16	60.29	11.86	6.35	9.65	7.47	1.45	1.23
16	60.56	12.02	6.43	9.79	8.23	1.62	1.36

	H_2O	
16	1.72	(Al_2O_3 Überschuß 0.0367 durch den gleichen Wert für H_2O ausgeglichen)
16	—	(von dem Al_2O_3 Überschuß wurde 0.0126 auf Biotit bezogen und vernachlässigt, der Rest auf CaO, Na_2O, K_2O verteilt).

Formeln nach OSANN:

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
16	60.29	4.40*	7.47	16.00	3.1	5.4	11.5	5.4	10.0	1.05
16	60.56	2.98	8.23	16.22	2.2	6.0	11.8	5.4	10.0	1.12

* inkl. 1.72 H_2O.

Verhältnis der Metallatome in Prozenten:

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	H
16	51.8	20.4	5.5	8.3	6.4	2.5	2.1	3.0
16	52.7	20.9	5.6	8.5	7.1	2.8	2.4	—

Verhältnis der Kerne nach Rosenbusch:

	$(NaK)AlSi_2$	$HAlSi_2$	$CaAl_2Si_4$	$R^{II}Si$	Überschuß
16	18.4	12.0	44.8	22.6	2.8 = R^{II}
16	20.8	—	49.7	27.8	1.5 = Al

Berechnete chemische und mineralogische Zusammensetzung.

Eine Berechnung der chemischen Zusammensetzung kann infolge des hohen Biotitgehaltes das Wasser nicht vernachlässigen, andererseits muß die chemische Zusammensetzung des Biotites wenigstens annähernd bekannt sein, bevor die für den Biotit einzusetzende Wassermenge geschätzt werden kann. Für die Berechnung des Biotites ist der Umstand maßgebend, daß die Schliere neben Biotit weder ein anderes farbiges Silikat noch Erz enthält: der gesamte Gehalt an F_2O_3, FeO und MgO der Bauschanalyse gehört dem Biotit an und ihr Verhältnis im Biotit ist somit bekannt. Da ferner das Gestein etwas Kalifeldspat enthält und der Kaligehalt der Bauschanalyse recht klein ist, kann eine Zuweisung von 1.2% K_2O der Bauschanalyse für den Biotit keinen erheblichen Fehler enthalten, ebensowenig die Annahme, daß der Natrongehalt des Biotites molekular die Hälfte, in Gewichtsprozenten ein Drittel, des Kali beträgt. Berechnet man auf Grund dieser Zahlen die Zusammensetzung des Biotites auf die Formel $(SiO_4)_3$, $(AlFe)_2$, $(MgFe)_2$, $(KH)_2$ (Hintze, Handbuch der Mineralogie, p. 515), so ergibt sich für ihn die Zusammensetzung SiO_2 42.1, Al_2O_3 13.9, Fe_2O_3 15.8, FeO 4.8, MgO 16.0, Na_2O 1.1, K_2O 3.2, H_2O 3.2 und mithin für das Gestein 1.2% H_2O. Einen Hinweis darauf, daß die berechnete Zusammensetzung des Biotites den natürlichen Verhältnissen nahe kommt, kann man vielleicht in der Tatsache erblicken, daß die Schätzung der Biotitmenge auf Grund von mikroskopischen Messungen und die Berechnung aus der Analyse auf Grund der oben mitgeteilten Werte

für Biotit recht gut übereinstimmen: aus der Analyse ergibt sich ein Biotitgehalt von 37.4%; die mikroskopische Beobachtung lehrte, daß der Biotit ein Drittel bis zwei Fünftel des Gesteinsvolumens einnimmt. Bei der Berechnung der chemischen Zusammensetzung aus den Molekularproportionen wurde auch für die Reihe 16a″, die sich bei der zweiten Art des Ausgleiches des Tonerdeüberschusses ergibt, wegen des hohen Biotitgehaltes den Wert 1.2% für H_2O angenommen.

	16a′	16a″
SiO_2	56.2	55.7
Al_2O_3	19.0	18.8
Fe_2O_3	5.9	5.9
FeO	1.8	1.8
MgO	6.0	6.0
CaO	6.5	7.1
Na_2O	1.4	1.5
K_2O	1.8	2.0
H_2O	1.2	1.2

Hieraus folgt die mineralogische Zusammensetzung:

Quarz	Kalifeldspat	Albit	Anorthit	Biotit
18.5	3.5	8.5	32.3	37.4
17.9	4.7	9.3	31.4	35.9 wobei 0.8 CaO keine Verwendung finden würden.

In die gleiche Abteilung wie die basische Schliere von Proschwitz gehört eine basische Schliere von den Höhen westlich von Arnsdorf, die auch mineralogisch und strukturell diesem Vorkommen überaus nahe steht. Daß auch der Biotit eine ähnliche Zusammensetzung haben muß, wie in dem Vorkommen von Proschwitz, zeigt der hohe Eisenoxydgehalt des völlig erzfreien Gesteines; diese Tatsache ist um so interessanter, als der analysierte Biotit der biotitreichen, aber hypidiomorph-körnigen basischen Konstitutionsfacies eine durchaus andere, mit dem Biotit der normalen Riesengebirgsgesteine übereinstimmende Zusammensetzung hat. Die bei der Besprechung der Proschwitzer Schliere mitgeteilten Erwägungen berechtigen auch hier dazu, den Tonerdeüberschuß dem Biotit zuzurechnen und durch

H_2O auszugleichen; streng genommen müßte man sogar etwas mehr Wasser in Rechnung ziehen als der Tonerde entspricht, weil das Gestein Hornblende enthält und somit die Summe der Molekularquotienten von CaO, Na_2O, K_2O und H_2O den entsprechenden Wert von Al_2O_3 übertreffen müßte. Der Hornblendegehalt ist nicht sehr bedeutend, so daß der durch seine Vernachlässigung begangene Fehler für die Formel nicht schwer in das Gewicht fällt; auf die mineralogische Berechnung mußte unter diesen Umständen allerdings verzichtet werden. Um zu zeigen, daß der Charakter des Gesteins auch zum Ausdruck kommt, wenn man den nicht unbedeutenden Tonerdeüberschuß völlig vernachlässigt, wurde auch für diesen Fall die Analyse berechnet.

Die Bauschanalyse ergab:

17.

Basische Schliere. Höhen westlich von Arnsdorf

(XXIII Erster Teil, p. 213)

SiO_2	56.3
Al_2O_3	20.8
Fe_2O_3	4.1
FeO	1.9
MgO	4.9
CaO	7.5
Na_2O	1.9
K_2O	1.1
H_2O	1.2
Sa.	99.7

Molekularproportionen auf 100:

	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
17	60.66	13.18	5.03	7.92	8.66	1.98	0.76
17	61.78	13.48	5.12	8.07	8.83	2.02	0.77

	H_2O
17	1.80 (Al_2O_3 Überschuß von 0.0277 durch H_2O ausgeglichen)
17	— (Al_2O_3 Überschuß vernachlässigt).

Formeln nach OSANN:

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
17	60.66	4.54*	8.66	12.95	3.5	6.6	9.9	7.2	10.0**	1.05
17	61.78	2.79	8.83	13.19	2.3	7.1	10.6	7.2	10.0	1.30

Verhältnis der Metallatome:

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	H
17	51.5	22.4	4.3	6.7	7.4	3.4	1.3	3.0
17	53.2	23.1	4.4	6.9	7.6	3.5	1.3	—

Verhältnis der Kerne nach ROSENBUSCH:

	$(NaK)AlSi_2$	$HAlSi_2$	$CaAl_2Si_4$	$R^{II}Si$	R^{II}	Si	Al
17	18.8	12.0	51.8	13.0	4.5	—	—
17	19.2	—	53.2	22.6	—	1.9	3.1

Chemische Zusammensetzung auf 100%
(berechnet unter Zurechnung des im Biotit enthaltenen Wassers):

	17′
SiO_2	56.6
Al_2O_3	20.9
Fe_2O_3	4.1
FeO	1.9
MgO	4.9
CaO	7.5
Na_2O	1.9
K_2O	1.1
H_2O	1.0

II. Die chemischen Beziehungen zwischen dem Hauptgranit, seinen Faciesbildungen und begleitenden Bestandmassen.

Ein Versuch, das Wesen der hier behandelten Gesteine, ihre Ähnlichkeiten und Unterschiede und hieraus die genetischen und verwandtschaftlichen Verhältnisse zu erkennen, wird in hohem Maße gefördert durch die im ersten Teil zur Anwendung gebrachten verschiedenen Methoden der Be-

* inkl. 1.80 H_2O.
** infolge der Berechnungsart.

Formeln.

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
1. Durchschnitt Granit	77.22	6.12	3.05	4.46	9.0	4.5	6.5	5.7	10.0	1.63
2. Bärndorf	77.87	6.19	2.82	4.11	9.4	4.3	6.3	6.5	10.0	1.66
3. Heidelberg	77.88	5.74	2.89	4.86	8.5	4.3	7.2	5.8	10.0	1.78
4. Pfaffenberg	77.79	5.52	3.18	4.81	8.2	4.7	7.1	5.0	8.9	1.76
5. Ober-Buchwald	75.42	5.59	5.29	2.84	8.2	7.7	4.1	7.0	10.0	1.60
6. Arnsdorf	79.87	5.40	2.53	4.28	8.9	4.1	7.0	6.7	10.0	1.91
7. Proschwitz, Bahnhof	76.75	3.19	4.82	7.23	4.2	6.3	9.5	5.7	10.0	2.13
8. Fuchsberg bei Proschwitz	79.28	3.04	3.88	6.18	4.7	5.9	9.4	5.1	10.0	2.46
9. Durchschnitt kalkarme Aplite	80.87	6.26	1.83	3.02	11.3	3.3	5.4	5.6	10.0	1.83
10. Hohes Rad	79.82	6.91	1.74	2.88	12.0	3.0	5.0	5.0	10.0	1.67
11. Abruzzen	81.81	6.24	1.51	3.17	11.4	2.8	5.8	5.1	10.0	1.86
12. Bolzenschloß	82.02	4.47	3.39	2.26	8.8	6.7	4.5	7.7	8.1	2.28
13. Schwarzbrunnkamm	81.58	3.80	2.75	5.08	6.5	4.75	8.75	5.2	10.0	2.44
14. Große Sturmhaube	81.69	3.54	2.69	5.14	6.2	4.7	9.1	5.0	10.0	2.57
15. Arnsdorf, körnig, biotitreich	67.13	6.90	4.17	10.53	6.4	3.9	9.7	4.6	10.0	1.11
16. Proschwitz, basische Schliere	60.29*	4.40	7.47	16.00	3.1	5.4	11.5	5.4	10.0	1.05
	60.56**	2.98	8.23	16.22	2.2	6.0	11.8	5.4	10.0	1.12
17. Arnsdorf, basische Schliere	60.66*	4.54	8.66	12.95	3.5	6.6	9.9	7.2	10.0	1.05
	61.78**	2.79	8.83	13.19	2.3	7.1	10.6	7.2	10.0	1.30

* Mit Einrechnung von H_2O in den Wert für A.

** Ohne H_2O berechnet.

rechnung der Analysen. Im Wesen dieser Methoden liegt es, daß sie sämtlich, wenn auch auf etwas verschiedenem Wege, zu dem gleichen Ergebnis führen müssen, doch treten die verschiedenen Unterschiede und Ähnlichkeiten bald bei der einen, bald bei der anderen Methode schärfer hervor.

Die Angabe der Metallatome in Prozenten ist von jeder petrographischen Hypothese frei und läßt außerdem das Verhältnis von Na und K den übrigen Elementen gegenüber in einem der Bedeutung der Alkalien entsprechenden Lichte erscheinen; ihre Gruppierung zu Rosenbusch's Kernen ist petrographisch von hohem Interesse und hebt durch das siebenfache Gewicht des anorthitbildenden Kalkes gegenüber dem vierfachen der Alkalien in dem Kern $(NaK)AlSi_2$ die Rolle dieses Gemengteils in erwünschter Weise hervor. Die Osann'schen Formeln gestatten trotz ihrer Kürze wohl den

umfassendsten Ausdruck der chemischen Eigenschaften eines Gesteins; besonders wertvoll ist die Unabhängigkeit der Werte a, c und f von dem SiO_2-Gehalt, da sie den Vergleich quarzreicher und quarzarmer Gesteine zwanglos ermöglicht. Aus diesem Grunde wurden zunächst die Osann'schen Werte für alle hier behandelten Gesteine tabellarisch in der Reihenfolge, wie sie oben entwickelt wurden, auf pag. 163 zusammengestellt.

Das Hauptgestein, hier vertreten durch die Durchschnittszusammensetzung 1 und die drei Analysen 2—4 läßt einen erheblichen Kalkgehalt erkennen. Bemerkenswert ist das Schwanken des Verhältnisses der Alkalien bei nicht sehr erheblichen Unterschieden ihrer Summe; auffallenderweise findet sich der absolut und relativ höchste Wert für K bei dem Gestein des Pfaffenberges (4), das gleichzeitig den niedrigsten Wert für die Summe der Alkalien und den höchsten Wert für Ca aufweist. Da die übrigen Werte nahezu konstant sind, so ergeben sich die Verhältnisse für die verschiedenen Darstellungen der chemischen Zusammensetzung dieser Gesteine von selbst: Abnahme des Kerns $(NaK)AlSi_2$ und Zunahme von $CaAl_2Si_4$, geringe Schwankungen der Osann'schen Werte a, c und f und starke Differenzen bei n dem Schwanken der Alkalien entsprechend, und schließlich mineralogisch starkes Schwanken von Kalifeldspat und Albit, sowie Eintritt von Hornblende in den Verband bei dem kalkreichsten, an Tonerde aber etwas ärmeren Gestein vom Pfaffenberg.

Seinem ganzen Verhalten nach kann man das Gestein als einen Granit bezeichnen, der sich durch seinen Plagioklasgehalt den Dioriten nähert. Schiebt man mit Brögger zwischen Granite und Syenite einerseits, Quarzdiorite und Diorite andrerseits die Reihe der »Orthoklas-Plagioklasgesteine« oder Monzonite mit ihren nach dem SiO_2-Gehalt unterschiedenen Abteilungen ein, so könnte man das Hauptgestein des Riesengebirgsgranites als Adamellit charakterisieren. Tatsächlich steht das schlesische Gestein

in seiner chemischen Zusammensetzung dem von Brögger als Adamellit bezeichneten Granit von der Ruine Landsberg (Vogesen) recht nahe. Mit den meisten der von Brögger in die Monzonit-Reihe gestellten Gesteine teilt es, wie die Molekularquotienten für Na_2O und K_2O, sowie der Wert C zeigen, ein aus diesen Verhältnissen zu erschließendes Überwiegen der Plagioklase über die Alkalifeldspate, ein Verhalten, das nach Osann nicht im Einklang mit dem Wortlaut der Brögger'schen Definition steht, die beide Arten der Feldspate ungefähr im Gleichgewicht erwarten läßt. Für die Riesengebirgsgesteine würde sich jedoch das aus den Molekularproportionen berechnete Verhältnis Alkalifeldspat zu Plagioklas zugunsten des Alkalifeldspates verschieben, da sein Kalifeldspat, wie die Zersetzungsvorgänge beweisen, reich an Natron ist, also ein Teil des Na_2O im Alkalifeldspat auftritt. Faßt man daher als Monzonit-Reihe mit Brögger Gesteine zusammen, die »weder zu den Orthoklas-Gesteinen noch zu den Plagioklas-Gesteinen, sondern zu einer Übergangsgruppe oder Zwischengruppe zwischen beiden gehören«, also Plagioklas-reiche Granite und Syenite resp. Diorite mit erheblichem Kalifeldspat-Gehalt zusammen, so gehört das Hauptgestein des Riesengebirges in die sauerste Abteilung dieser Reihe, zu den Adamelliten.

Seine Formel nähert das Durchschnittsgestein, in höherem Grade noch das Gestein von Bärndorf (2) dem Osann'schen Granittypus Melibocus s_{76} $a_{9.5}$ c_5 $f_{5.5}$; noch näher als dem Hornblendegranitit vom Melibocus steht es dem Hauptgestein des Kugelgranites von Kortfors in Schweden, einem normalen Hornblendegranitit mit der Formel s_{76} a_9 $c_{4.5}$ $f_{6.5}$, den Osann mit dem Gestein von Melibocus vereinigt. Die beiden Glieder des erwähnten Typus zeigen gleichfalls ein sehr erhebliches Schwanken des Wertes n, der bei dem Gestein des Odenwaldes 8.2, bei dem schwedischen Vorkommen 5.3 beträgt. Der höhere Wert für f, besonders sein Steigen auf Kosten von a bei den beiden Gesteinen vom Heidelberg und vom Pfaffenberg weist auf den von Osann zu den Dioriten gezogenen Tonalittypus Brixen $s_{77.5}$ a_7 $c_{4.5}$ $f_{8.5}$, mit dem die beiden Riesengebirgs-Gesteine 3 und 4 auch den

verhältnismäßig niedrigen Wert für n (bei Brixen 5.0) und den hohen Wert für k (1.80) teilen. Sogar die Werte für m stimmen bei den Gesteinen von Brixen und vom Pfaffenberg nahezu überein. Dieses Schwanken zwischen Granit- und Diorittypen, das auch bei den Spaltungsprodukten sehr häufig wiederkehrt, weist wieder auf die Monzonit-Reihe hin.

Überblickt man die Gesamtheit der vom Haupttypus chemisch abweichenden Produkte der Spaltung, so zeigt sich zunächst eine überraschende Erscheinung: die Menge des in der Gesteinseinheit enthaltenen Silicium ist nicht, wie man nach der Einteilung in basische und saure Spaltungsprodukte erwarten könnte, maßgebend für das Verhältnis der übrigen Metalle zueinander, wenn sie auch andrerseits nicht gänzlich einflußlos ist. Am schärfsten tritt dieses Verhalten in den Osann'schen Formeln hervor: die Werte a, c und f sind bei dem gleichen Werte s überaus verschieden und ergeben gleiche oder nahestehende Zahlen bei sehr verschiedener Größe von s. Während also die Tendenz der Differenzierung von s unabhängig ist, Spaltungsprodukte von gleicher Tendenz mithin reicher und ärmer an Kieselsäure auftreten, finden sich die höchsten Werte für a mit höheren Werten für s und umgekehrt die höchsten Werte für f bei den kieselsäureärmsten Gesteinen. In diesem Zusammenhange gewinnt die beim mikroskopischen Studium dieser Gesteine festgestellte Tatsache erhöhte Bedeutung, daß im Riesengebirge ebenso Gesteine von der chemischen Zusammensetzung des Haupttypus mit panidiomorpher, poikilitischer und schriftgranitischer Struktur auftreten, wie umgekehrt typisch saure Gebilde mit der charakteristischen Struktur des Hauptgesteins (Erster Teil, pag. 167—169 resp. 175—181).

Zu einer naturgemäßen Einteilung der Differentiationsprodukte gelangt man somit wohl am besten durch Berücksichtigung des durch den Wechsel der Werte a, c und f ausgedrückten Verhältnisses der Alkalifeldspat resp. Plagioklas resp. farbige Gemengteile bildenden Molekel.

Ohne Rücksicht auf den Wert s lassen sich folgende Gruppen unterscheiden:

1. Gesteine mit a, c und f des Haupttypus;
2. Gesteine mit erheblich größerem Wert für a und sinkenden Werten für c und f;
3. Gesteine mit beträchtlich angewachsenem c, normalem (d. h. dem Werte der Gruppe 1 nahestehendem) a und sinkendem f;
4. Gesteine mit hohen Werten für f, normalem c und sinkendem a;
5. Gesteine mit höheren Werten für c und f und daher niedrigem a.

In jeder Gruppe sind nach dem Werte für s drei Abteilungen möglich, die hier im Vergleich zum s des Haupttypus als basisch, normal und sauer unterschieden werden sollen; bei der Besprechung dieser Untergruppen müssen auch Gesteine berücksichtigt werden, deren Einreihung auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung und des mikroskopischen Befundes möglich ist, deren Analysen aber wegen zu weit vorgeschrittener Zersetzung nicht berechnet werden konnten, in der Tabelle daher fehlen.

1. Gesteine mit a, c und f des Haupttypus.

Von Differentiationsprodukten mit nahezu gleichen Werten für a, c und f, wie sie der Haupttypus besitzt, aber abweichenden Werten für s wurde das Gestein der Höhen westlich von Arnsdorf (6) analysiert, das der sauren Abteilung angehört; die Formel ergab: $s_{79.87}$ $a_{8.9}$ $c_{4.1}$ $f_{7.0}$. Habitus und Struktur entspricht durchaus dem Hauptgestein, von dem es sich nur durch höheren Quarzgehalt und somit höherem Wert für $k = 1.91$ gegenüber dem Durchschnittswerte von app. 1.70 des Haupttypus unterscheidet.

Glieder der basischen Abteilung sind mir nicht bekannt geworden; soweit es sich um relativ geringes Sinken von s handelt, kann dies mit dem Umstande zusammenhängen, daß derartige Gesteine, etwa vom Typus Silver Lake der OSANN'schen Granodioritreihe ($s_{74.5}$ a_8 c_5 f_7 $k = 1.47$), im Riesengebirge nicht besonders auffallen würden, da der einzige charakteristische

Zug, geringe Abnahme des Quarzes, sich der Beobachtung im Felde und im Schliff sehr leicht entziehen kann. Anders liegt es mit Quarz-freien Varietäten: sie würden sehr auffallen, wie dies tatsächlich bei Gesteinen, die reich an Plagioklas und frei von Quarz sind, der Fall ist; ich glaube daher annehmen zu können, daß sie nicht entwickelt sind. Unter den Quarz-freien Gesteinen hat der Laurvikittypus mit s_{65} die gleichen Werte für a, c und f wie das herrschende Gestein des Riesengebirges; vielleicht liegt in diesem Umstand der Grund für das Fehlen derartiger Modifikationen im granito-dioritischen Riesengebirgs-Massiv.

2. Gesteine mit höherem Wert für a.

Von Gesteinen, die durch höheren Wert für a charakterisiert sind, sind typisch nur die sauren Glieder, diese aber sehr reichlich entwickelt.

Die Tendenz zur Entwicklung derartiger Gesteine mit normalem s kann man eventuell in dem hier zum Haupttypus gezogenen Gestein von Bärndorf (2) erblicken, das $a_{9.4}$ $c_{4.3}$ gegenüber dem gleichfalls zum Haupttypus gerechneten Gestein vom Pfaffenberg mit $a_{8.2}$ $c_{4.7}$ aufweist; eine stärkere Entwicklung dieser Tendenz findet aber offenbar nicht statt, da sämtliche neun Analysen des Hauptgesteins, in denen wohl alle in größerem Maße entwickelten, dem Hauptgestein nahestehenden Typen vertreten sind, einen beträchtlichen Kalkgehalt nachweisen. Gesteine mit hohen Werten für a und normalen resp. niedrigen Werten für s würden die Gesteine in die Alkalireihe der Granite oder Syenite verweisen; daß in der Abneigung granito-dioritischer Magmen, derartige Spaltungsprodukte aus sich hervorgehen zu lassen, der Grund für ihr Fehlen im Riesengebirge liegt, wird durch die Tatsache wahrscheinlich gemacht, daß die durch höhere Werte für c und f charakterisierten Spaltungsgesteine in den durch verschiedene Werte für s unterschiedenen Unterabteilungen entwickelt sind.

Die hierher gehörigen sauren Gesteine sind: die Durchschnittszusammensetzung der vier kalkarmen »aplitischen Konstitutions-

facies« (9) mit der Formel $s_{80.87}$ $a_{11.3}$ $c_{3.3}$ $f_{5.4}$ $k = 1.83$, ferner das im Habitus dem Haupttypus ähnliche Gestein aus den Abruzzen bei Cunersdorf (11) mit der Formel $s_{81.31}$ $a_{11.4}$ $c_{2.8}$ $f_{5.8}$ $k = 1.86$ und schließlich das aplitisch aussehende Gestein vom Hohen Rad (10) mit der Formel $s_{79.82}$ $a_{12.0}$ $c_{3.0}$ $f_{5.0}$ $k = 1.67$. Ein Typus, dem diese Gesteine direkt anzuschließen wären, findet sich in der Osann'schen Klassifikation weder unter den Graniten noch unter den Apliten; am nächsten kommt sein Granittypus Hauzenberg mit der Formel $s_{81.5}$ a_{12} c_2 f_6, der aber doch noch merklich verschieden ist. Sollte ein neuer Typus für die hier geschilderten Gesteine erforderlich sein, so würde sich die Bezeichnung »Typus Hohes Rad« mit der Durchschnittszusammensetzung

s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
80.66	6.47	1.69	3.02	11.6	3.0	5.4	5.1	10.0	1.78

und der nach Osann abgerundeten Formel $s_{80.5}$ $a_{11.5}$ c_3 $f_{5.5}$ $k = 1.78$ empfehlen.

3. Gesteine mit höherem Wert für c und niedrigerem für f.

Ein Gestein mit steigendem c und sinkendem f mit der dem Haupttypus völlig entsprechenden Kieselsäuremenge ist mir aus dem Riesengebirge nicht bekannt; doch weicht das Gestein vom Ober-Buchwald (5), das auch den Habitus und die Struktur des Haupttypus besitzt und mit stark steigendem c und beträchtlich sinkendem f nur einen etwas niedrigeren Wert für s verbindet, auch mit seinem Werte k nicht erheblich ab. Seine Formel $s_{75.42}$ $a_{8.2}$ $c_{7.7}$ $f_{4.1}$ $n_{7.0}$ $m_{10.0}$ $k = 1.60$ hat unter den Typen Osann's kein direktes Analogon, am nächsten steht sie dem Granodiorittypus Electric Peak $s_{75.5}$ $a_{9.5}$ $c_{6.5}$ f_4 $k = 1.46$, geht aber in der dioritischen Verschiebung der Werte a und c noch über ihn hinaus. Von andern dioritischen Typen, die eventuell zum Vergleich herangezogen werden könnten, unterscheidet das schlesische Gestein der niedrige Wert für f. Auch hier ist mithin ein neuer »Typus Ober-Buchwald« notwendig.

Die Werte a, c und f des Typus Electric Peak kehren nahezu unverändert in der Formel des erheblich saureren Gesteins von aplitischem

Habitus wieder, das einen Teil des Nordabhanges des Bolzenschlosses bei Jannowitz (12) zusammensetzt, und dessen Analyse die Formel $s_{82 \cdot 02}$ $a_{8 \cdot 8}$ $c_{6 \cdot 7}$ $f_{4 \cdot 5}$ ergibt. Eine Folge des hohen Wertes für s einerseits, für c andrerseits ist die überraschende Größe des Kieselsäure-Koëffizienten $k = 2.28$, die dem Gestein seinen entschieden abnormen Charakter verleiht.

4. Gesteine mit hohem Wert für f und sinkendem a.

Die Tendenz zu steigenden Werten für f bei sinkendem a kann man möglicherweise schon in dem zunächst dem Hauptgestein zugerechneten Gestein vom Heidelberg bei Krummhübel (3) erblicken; die Abweichungen vom Haupttypus sind naturgemäß nicht sehr bedeutend: $a_{8 \cdot 5}$ $c_{4 \cdot 3}$ $f_{7 \cdot 2}$ gegenüber a_9 $c_{4 \cdot 5}$ $f_{6 \cdot 5}$, fallen aber doch für die Beurteilung ins Gewicht, da die Zahlen für A, C und F verhältnismäßig groß sind.

In die basische Abteilung dieser Gruppe gehören im Riesengebirge, wie aus den charakteristischen chemischen Eigenschaften hervorgeht, Biotit-reiche Vorkommen, soweit nicht steigender Kalkgehalt die Gesteine in die nächste, mehr dioritische Gruppe verweist. Leider ist, wie oben ausgeführt wurde, das weitaus schönste Beispiel für diese Differentiation, das granitisch-körnige Biotit-reiche Gestein von Arnsdorf (15) nicht frisch genug, um eine einwandfreie Berechnung der Formel zu gestatten; doch sind die Ergebnisse der mikroskopischen und chemischen Untersuchung völlig ausreichend, um die Einreihung des Vorkommens in die hier besprochene Gruppe und Abteilung sicher zu stellen. Mehr als ein Fünftel des Gesteins besteht aus Biotit und die mikroskopische Untersuchung lehrt in Übereinstimmung mit dem nicht großen Kalkgehalt der Analyse, daß unter den Feldspaten Plagioklas jedenfalls keine größere Rolle spielt als im Haupttypus. Die approximative Formel $s_{67 \cdot 13}$ $a_{6 \cdot 4}$ $c_{3 \cdot 9}$ $f_{9 \cdot 7}$ $k = 1.11$ weist auf die nahe verwandten Typen Akerit $s_{66 \cdot 0}$ $a_{6 \cdot 5}$ $c_{3 \cdot 0}$ $f_{10 \cdot 5}$ und Farsund $s_{65 \cdot 5}$ $a_{5 \cdot 5}$ $c_{4 \cdot 5}$ $f_{10 \cdot 0}$, »die Heimat der Monzonite und Akerite und zugleich der typischen Vertreter der Kalisyenite vom Plauenschen Grund und von Biella« (Osann); mit diesen

Typen teilt die Formel des schlesischen Gesteins auch den verhältnismäßig niedrigen Wert für n.

Sehr interessant ist das Auftreten stark saurer Gesteine mit hohen Werten für f, wie sie die Berechnungen des durch Granithabitus ausgezeichneten Vorkommens vom Schwarzbrunnkamm (13) und des aplitisches Aussehen besitzenden Gesteins von der Großen Sturmhaube (14) erkennen lassen. Die Formeln dieser Gesteine $s_{81.58}$ $a_{6.5}$ $c_{4.75}$ $f_{8.75}$ resp. $s_{81.69}$ $a_{6.2}$ $c_{4.7}$ $f_{9.1}$ erinnern durch ihre Werte a, c und f an den Tonalittypus Brixen $s_{77.5}$ $a_{7.0}$ $c_{4.5}$ $f_{8.5}$, mit dem sie auch die niedrigen Werte für n (bei den schlesischen Gesteinen 5.2 und 5.0, Tonalit Brixen 5.0) teilen; der sehr bedeutende Unterschied bei s und besonders die überaus hohen Werte für k, den die Riesengebirgsgesteine aufweisen (2.44 und 2.57 gegenüber 1.80 des Tonalites von Brixen), lassen natürlich eine Einreihung in den Typus Brixen nicht zu. Differentiationsprodukte dieser Art entsprechen wohl nach ihrer chemisch-mineralogischen Zusammensetzung den von ANDREAE aus dem Granit von Baveno beschriebenen Biotitapliten.

5. Gesteine mit hohen Werten für c und f.

Offenbar am reichsten entwickelt sind Gesteine, deren c und f steigt; doch lehrt die nähere Betrachtung, daß bei rein schematischer Anordnung ihrem Wesen nach verschiedene Bildungen zu einer Gruppe vereinigt würden. Die erste Abteilung ist durch dioritische Tendenz in chemischer Zusammensetzung und Struktur charakterisiert; unter den dem Haupttypus eingereihten Gesteinen gehört das Gestein vom Pfaffenberg (4) hierher. Ihm nahe, aber durch Zunahme der zweiwertigen Elemente schon stärker dioritisch, steht das basischere Spaltungsgestein vom Grünbusch bei Hirschberg mit 69% SiO_2, reichlichem Fe_2O_3 und FeO, sowie MgO und 3.2 CaO, für das allerdings wegen des hohen Tonerdeüberschusses eine Formel nicht berechnet werden konnte. Starke Zersetzung scheint überhaupt bei den normal körnig struierten Gesteinen dieser Gruppe häufig zu sein: aus dem

gleichen Grunde war es nicht möglich, wie oben ausgeführt wurde, für das typisch dioritische Quarz-freie Gestein vom Bärenstein bei Buschvorwerk mit 61.4 SiO_2, 1.3 Fe_2O_3, 4.1 FeO, 3.7 MgO und 4.4 CaO eine Formel zu berechnen.

Eine zweite in ihren typischen Vertretern gut charakterisierte Gruppe sind die dunklen feinkörnigen, Biotit-reichen Schlieren, wie sie von Proschwitz (16) und Arnsdorf (17) in Analysen vorliegen. Die Proschwitzer Schliere liefert unter Zugrundelegung des sehr wasserreichen Biotites und bei Einrechnung des gesamten Wassergehaltes auf A die Formel $s_{60 \cdot 29}$ $a_{3 \cdot 1}$ $c_{5 \cdot 4}$ $f_{11 \cdot 5}$ $k = 1.05$, bei der Annahme eines weniger wasserreichen Glimmers und Vernachlässigung des auf diesen zurückzuführenden Tonerdeüberschusses (entsprechend dem von Osann gewöhnlich angewendeten Verfahren) die Formel $s_{60 \cdot 56}$ $a_{2 \cdot 2}$ c_6 $f_{11 \cdot 8}$ $k = 1.12$, die dem basischsten Granodiorit-Typus Porters bridge s_{61} a_2 c_6 f_{12} $k = 1.23$ sehr nahe steht — auf den verhältnismäßig niedrigen Wert des schlesischen Gesteins für n (5.4) ist bei den stark zurücktretenden Alkalien natürlich kein Gewicht zu legen. Der Schliere von Arnsdorf entspricht mit ihrer bei Einrechnung des Wassers sich ergebenden Formel $s_{60 \cdot 66}$ $a_{3 \cdot 5}$ $c_{6 \cdot 6}$ $f_{9 \cdot 9}$ $k = 1.05$ der Diorittypus Rekefjord mit der Formel $s_{60 \cdot 5}$ $a_{3 \cdot 5}$ $c_{6 \cdot 5}$ $f_{10 \cdot 0}$ $k = 1.05$; die mit Vernachlässigung des Wassers gebildete Formel $s_{61 \cdot 78}$ $a_{2 \cdot 3}$ $c_{7 \cdot 1}$ $f_{10 \cdot 6}$ schließt sich an keinen bisher aufgestellten Typus eng an.

Bei der Beschreibung der basischen Schlieren des Riesengebirges wurde schon im »Ersten Teil« festgestellt, daß ohne erhebliche Änderung des Habitus Quarz in sehr bedeutender Menge in die Schlieren eintreten kann. Bei relativ geringer Menge bildet er unregelmäßig lappige Körnchen (Schliere von Hain); finden sich Quarz-reichere und -ärmere Partieen zusammen, so erscheint in den saureren Teilen Biotit und Plagioklas in Quarz eingebettet, während in den Quarz-ärmeren die Gemengteile noch panidiomorph angeordnet sind (Abruzzen bei Cunersdorf). Wird die Menge des Quarzes noch bedeutender, so bildet er eine Art zusammenhängenden Gerüstes (Vorderberg

bei Lomnitz) und schließlich schwimmen Biotit, Hornblende und Plagioklas isoliert in einer autallotriomorphen Masse von Quarzkörnern von einem Durchmesser bis zu 1 mm (Bärndorf bei Schmiedeberg). Nach meinen Beobachtungen sind Quarz-reichere Schlieren häufiger und in viel größerer Ausdehnung entwickelt als Quarz-arme. Das analysierte Vorkommen vom Vorderberg bei Lomnitz ergab:

Dunkle Quarz-reiche Schliere, Vorderberg bei Lomnitz
(XXIV, Erster Teil, pag. 214)

SiO_2	68.9
Al_2O_3	16.4
Fe_2O_3	1.9
FeO	2.1
MgO	2.5
CaO	4.6
Na_2O	1.3
K_2O	1.1
H_2O	1.1
Sa.	99.9

Rechnet man diese Analyse auf den SiO_2-Gehalt der Schliere von Arnsdorf um und nimmt für sie auch den Tonerde-Gehalt der Arnsdorfer Schliere an, da die Menge der Tonerde in diesen Gesteinen von bekannter mineralogischer Zusammensetzung von den übrigen Oxyden direkt abhängig ist und nur durch Verwitterung in ihrem Verhältnis zu diesen beeinflußt werden kann, so ergibt sich für beide Gesteine eine annähernde Übereinstimmung:

	Arnsdorf	Vorderberg
Fe_2O_3, FeO } als FeO best.	5.6	6.3
MgO	4.9	3.9
CaO	7.5	7.3
Na_2O	1.9	2.0
K_2O	1.1	1.9

Diese Feststellungen erschließen das Verständnis für die eigentümlichen Gesteine vom Bahnhof Proschwitz (7) und vom Fuchsberg (8), die trotz ihres granitischen Habitus und trotz ihres durchaus nicht schlierenartigen Auftretens chemisch als überaus Kieselsäure-reiche, diesen dunklen Schlieren nahestehende Produkte der Spaltung erscheinen. Die für das Gestein vom Bahnhof Proschwitz resp. vom Fuchsberge berechneten Formeln sind: $s_{76 \cdot 75}\ a_{4 \cdot 2}\ c_{6 \cdot 3}\ f_{9 \cdot 5}\ k = 2.13$ und $s_{79 \cdot 28}\ a_{4 \cdot 7}\ c_{5 \cdot 9}\ f_{9 \cdot 4}\ k = 2.46$; die erstaunlich hohen Werte für k zeigen das abnorme Verhalten dieser Gesteine, das jede Angliederung an einen normalen Typus unmöglich macht, während die Werte a, c und f mit dem Tonalittypus Aviosee $s_{72 \cdot 5}\ a_{4 \cdot 5}\ c_{6}\ f_{9 \cdot 5}\ k = 1.65$ nahezu übereinstimmen.

Es ergibt sich somit für die Spaltungsprodukte des granito-dioritischen Tiefengesteins des Riesengebirges und seine begleitenden Bestandmassen das nebenstehende Schema, in dessen Abteilungen die für die einzelnen Arten der Spaltung beobachteten Beispiele eingetragen sind.

Von den aus diesem Schema sich unmittelbar ergebenden Beziehungen soll hier nur das Verhältnis der Werte n und k zu s, a, c und f kurz besprochen werden.

Das Verhältnis von Na_2O zu K_2O ist von s durchaus unabhängig, wie schon oben angegeben wurde. Im allgemeinen sind die Werte für n nicht hoch — sie übersteigen 5 nicht sehr erheblich, K_2O und Na_2O sind also molekular in annähernd gleicher Menge in den Gesteinen vorhanden — nur die Gruppe III, die durch höheres c und niederes f charakterisiert ist, zeigt bedeutend höhere Werte für n. Auffallend kann auf den ersten Blick erscheinen, daß steigendes f ein Sinken von n hervorruft: dies Verhältnis erklärt sich durch den Umstand, daß ein Steigen von f in diesen Gesteinen stets durch ein Anwachsen des Biotitgehaltes hervorgerufen wird. Diese Verhältnisse bringen bei den durch hohes c und f charakterisierten Gesteinen offenbar eine Kompensation zustande: auch in Gruppe V ist n annähernd 5,

	Basisch	**Normal**	**Sauer**
I. a, c und f des Haupttypus		Durchschnittszusammensetzung des Granites (1) $s_{77\cdot22}$ a_0 $c_{4\cdot5}$ $f_{6\cdot5}$ | $n_{5\cdot7}$ $k = 1.63$	Höhen westlich von Arnsdorf (6) (Auf das geringe Steigen von f und Sinken von c konnte kein Gewicht gelegt werden, da Gesteine, die diese Tendenz deutlicher zeigen, nicht beobachtet wurden). $s_{79\cdot87}$ $a_{6\cdot9}$ $c_{4\cdot1}$ $f_{7\cdot0}$ | $n_{6\cdot7}$ $k = 1.91$
II. a höher		Varietät des Haupttypus Bärndorf (2) $s_{77\cdot87}$ $a_{9\cdot4}$ $c_{4\cdot3}$ $f_{6\cdot3}$ | $n_{6\cdot5}$ $k = 1.66$	Durchschnittszusammensetzung der kalkarmen aplitischen Konstitutionsfacies (9) $s_{80\cdot87}$ $a_{11\cdot3}$ $c_{3\cdot3}$ $f_{5\cdot4}$ | $n_{5\cdot6}$ $k = 1.88$ Abruzzen (11) $s_{81\cdot31}$ $a_{11\cdot4}$ $c_{3\cdot8}$ $f_{5\cdot8}$ | $n_{5\cdot1}$ $k = 1.86$ Hohes Rad (10) $s_{79\cdot82}$ $a_{12\cdot0}$ $c_{3\cdot0}$ $f_{5\cdot0}$ | $n_{5\cdot0}$ $k = 1.67$
III. c höher f niedriger	Ober-	Buchwald (5) $s_{75\cdot42}$ $a_{8\cdot2}$ $c_{7\cdot7}$ $f_{4\cdot1}$ | $n_{7\cdot0}$ $k = 1.60$	Bolzenschloß (12) $s_{82\cdot02}$ $a_{6\cdot8}$ $c_{6\cdot7}$ $f_{4\cdot5}$ | $n_{7\cdot7}$ $k = 2.28$
IV. f höher a niedriger	Biotitreiches Gestein von Arnsdorf, hypidiomorph körnig (15) $s_{67\cdot13}$ $a_{3\cdot4}$ $c_{3\cdot0}$ $f_{9\cdot7}$ | $n_{4\cdot6}$ $k = 1.11$	Varietät des Haupttypus Heidelberg (3) $s_{77\cdot86}$ $a_{8\cdot5}$ $c_{4\cdot3}$ $f_{7\cdot2}$ | $n_{5\cdot3}$ $k = 1.73$	Schwarzbrunnkamm (13) $s_{81\cdot58}$ $a_{5\cdot5}$ $c_{4\cdot75}$ $f_{8\cdot75}$ | $n_{5\cdot2}$ $k = 2.44$ Große Sturmhaube (14) $s_{81\cdot60}$ $a_{8\cdot2}$ $c_{4\cdot7}$ $f_{0\cdot1}$ | $n_{5\cdot0}$ $k = 2.57$
V. c und f höher — dioritisch	Bärenstein, Grünbusch (Formeln nicht zu berechnen)	Varietät des Haupttypus Pfaffenberg (4) $s_{77\cdot79}$ $a_{8\cdot2}$ $c_{4\cdot7}$ $f_{7\cdot1}$ | $n_{5\cdot0}$ $m_{8\cdot9}$ $k = 1.76$	
V. c und f höher — Schlieren etc.	Arnsdorf (17) Hain etc. $s_{61\cdot78}$ $a_{2\cdot3}$ $c_{7\cdot1}$ $f_{10\cdot6}$ | $n_{7\cdot2}$ $k = 1.30$ Proschwitz (16) $s_{60\cdot56}$ $a_{2\cdot2}$ $c_{6\cdot0}$ $f_{11\cdot8}$ | $n_{5\cdot4}$ $k = 1.12$	Bärndorf, Bahnhof Proschwitz (7) $s_{76\cdot75}$ $a_{4\cdot2}$ $c_{6\cdot3}$ $f_{9\cdot5}$ | $n_{5\cdot7}$ $k = 2.13$	Fuchsberg (8) $s_{79\cdot28}$ $a_{4\cdot7}$ $c_{5\cdot9}$ $f_{9\cdot4}$ | $n_{5\cdot1}$ $k = 2.46$

wobei dem höheren Werte bei der Schliere von Arnsdorf infolge der geringen Rolle der Alkalien in diesem Gestein keine Bedeutung beigemessen werden kann.

Für den Kieselsäure-Koëffizienten k tritt natürlich im allgemeinen eine Erhöhung mit dem Steigen der Molekularquotienten für SiO_2, dem Werte s, ein. Dies gilt jedoch in Strenge nur für jede Horizontalreihe, d. h. nur für die Gesteine, die in die gleiche Gruppe gehören. Wie ein Vergleich verschiedener Gruppen zeigt, spielt das Verhältnis von A : C : F (ausgedrückt durch a, c und f der Formel) für die Höhe des Wertes k eine sehr erhebliche Rolle, eine selbstverständliche Erscheinung, da $k = \frac{S}{6A + 2C + F}$ ist. Je kleiner also bei gleichem S der Wert für A wird, je reicher mithin das Gestein an C und F ist, desto höher steigt der Wert für k; tatsächlich finden sich in den sauren Abteilungen der 3 letzten, durch Wachsen von c resp. f resp. c und f charakterisierten Gruppen viel höhere Werte für k, als sie sich bei gleichem s in der zweiten durch höheres a bezeichneten Gruppe ergeben. Am auffallendsten sind in dieser Hinsicht die für ihren s-Wert relativ hohen Zahlen für k der typischen »basischen Konkretionen« und der absolut hohe Wert k = 2.13 bei einem unter dem normalen liegenden Gehalt von SiO_2 des Gesteins vom Bahnhof Proschwitz (s = 76.75). Infolge seines höheren Wertes für c weist auch das in die erste Gruppe gestellte saure Gestein von Arnsdorf einen bedeutend höheren Kieselsäure-Koëffizienten auf, als das den gleichen Wert für s besitzende Gestein vom Hohen Rad der zweiten Gruppe.

Aus diesen Folgerungen ergibt sich, daß eine Einteilung in saure und basische Spaltungsprodukte zur Charakterisierung der hier geschilderten Gesteine ebensowenig ausreicht, wie eine Zerlegung in leukokrate und melanokrate Bildungen; selbst eine Kombination beider Ausdrucksweisen, welche für die sauren Glieder der vierten und fünften Gruppe die Bezeichnung saure (oder hier gleichwertig) Quarz-reiche melanokrate Spaltungsprodukte gestatten würde, ermöglicht keine passende Bezeichnung für die dritte, durch

Anwachsen des Kalkes unter den Feldspatbildnern ausgezeichnete Gruppe. Eine Ergänzung dieser Bezeichnungsweise wäre auf folgendem Wege zu erzielen: Knüpft man die Bezeichnung »aplitische Spaltungsprodukte« an Glieder mit höherem s oder höherem k, als das Stammmagma besitzt, so könnte man leukaplitische und melanaplitische Bildungen unterscheiden und erstere wieder in normale alkaliaplitische (oder aplitische s. str.) und kalkaplitische teilen. Bei den melanaplitischen Bildungen müßten dann analog Gesteine mit höherem c als dem Stammmagma entspricht, als kalkmelanaplitische Spaltungsprodukte bezeichnet werden.

Die folgende Tabelle enthält die auf 100 berechneten Metallatome nach den 5 Gruppen, in jeder Gruppe von den basischen zu den sauren Gesteinen fortschreitend, angeordnet.

Metallatom-Verhältnisse nach Prozenten:

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	
I.								
(1) Durchschnittszusammensetzung des Granites .	67.0	15.9	1.9	1.9	2.6	6.1	4.5	(normal)
(6) Höhen westlich von Arnsdorf	70.5	14.0	2.4	1.4	2.2	6.4	3.1	(sauer)
II.								
(2) Bärndorf (Varietät des Haupttypus	67.6	15.6	1.7	1.8	2.4	7.0	3.8	(normal)
(9) Durchschnittszusammensetzung der alkaliaplitischen Spaltungsprodukte	70.8	14.0	1.2	1.4	1.6	6.0	5.0	(sauer)
(11) Abruzzen	71.3	13.6	1.5	1.3	1.3	5.5	5.4	(sauer)
(10) Hohes Rad	69.1	15.0	1.2	1.3	1.5	5.9	6.0	(sauer)
III.								
(5) Ober-Buchwald	64.8	18.7	1.8	0.7	4.5	6.7	2.9	(etwas basischer)
(12) Bolzenschloß	73.0	14.0	0.5	1.2	3.4	6.1	1.8	(sauer)
IV.								
(15) Arnsdorf, biotitreiches Gestein, körnig	56.8	19.1	2.7	6.2	3.5	5.8	6.3	(basisch)

	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	
(3) Heidelberg (Varietät des Haupttypus)	68.1	15.1	2.1	2.1	2.5	5.3	4.7	(normal)
(13) Schwarzbrunnkamm . .	73.8	12.3	1.8	2.8	2.5	3.5	3.3	(sauer)
(14) Große Sturmhaube . .	74.0	12.6	2.2	2.4	2.4	3.2	3.2	(sauer)
V.								
a) Dioritisch								
Bärenstein, Grünbusch		Formeln nicht zu berechnen						
(4) Pfaffenberg (Varietät des Haupttypus)	68.1	15.2	1.6	2.1	3.3	4.8	4.9	(normal)
b) Dunkle Schlieren u. anschließende Bildungen								
(17) Arnsdorf (bas. Schliere)	53.2	23.1	4.4	6.9	7.6	3.5	1.3	(basisch)
(16) Proschwitz (bas. Schliere)	52.7	20.9	5.6	8.5	7.1	2.8	2.4	(basisch)
Bärndorf (Schliere)		Formel nicht zu berechnen						(normal)
(7) Proschwitz Bahnhof . .	69.0	14.4	3.5	3.0	4.3	3.0	2.7	(sauer)
(8) Fuchsberg	71.6	13.8	3.3	2.3	3.5	2.8	2.7	(sauer)

Stellt man die aus diesen Werten berechneten Metallkerne nach Rosenbusch in der gleichen Anordnung zusammen, so ergibt sich folgende Tabelle:

Metallkerne nach Rosenbusch (auf 100 Prozent berechnet):

	$(NaK)AlSi_2$	$CaAl_2Si_4$	$R^{II}Si$	Si	
I.					
(1) Durchschnittszusammensetzung des Granites .	42.4	18.2	7.6	31.6	(normal)
(6) Höhen westlich von Arnsdorf	38.0	15.4	7.6	38.9	(sauer)
II.					
(2) Bärndorf (Varietät des Hauptgesteins)	43.2	16.8	7.0	32.9	(normal)
(9) Durchschnittszusammensetzung der alkaliaplitischen Spaltungsprodukte	44.0	11.2	5.2	39.8	(sauer)
(11) Abruzzen	43.6	9.1	5.6	41.5	(sauer)
(10) Hohes Rad	47.6	10.5	5.0	36.8	(sauer)

	$(NaK)AlSi_2$	$CaAl_2Si_4$	$R^{II}Si$	Si	
III.					
(5) Ober-Buchwald	38.4	31.5	5.0	25.1	(etwas basischer)
(12) Bolzenschloß	31.6	22.4	4.0	42.0	(sauer)
IV.					
(15) Arnsdorf, (biotitreiches Gestein, körnig) . . .	46.4	24.5	17.8	10.7	(basisch)
(3) Heidelberg (Varietät des Hauptgesteins)	40.0	17.5	8.4	33.9	(normal)
(13) Schwarzbrunnkamm . .	27.2	17.5	9.2	45.6	(sauer)
(14) Große Sturmhaube . .	25.6	16.8	9.2	47.0	(sauer)
V.					
a) Dioritisch					
(4) Pfaffenberg (Varietät des Hauptgesteins)	38.8	19.3	8.4	33.5	(normal)
(Über die basischen Glieder vergleiche oben).					
b) Dunkle Schlieren u. anschließende Bildungen					
(17) Arnsdorf (bas. Schliere)	19.2	53.2	22.6	1.9	(basisch; 3.1 Al Ueberschuss infolge des Wassergehaltes des Biotites)
(16) Proschwitz (bas. Schliere)	20.8	49.7	27.8	—	(basisch; 1.5 Al Ueberschuss infolge des Wassergehaltes des Biotites)
(7) Proschwitz Bahnhof . .	22.8	30.1	13.0	33.9	(sauer)
(8) Fuchsberg	22.0	24.5	11.2	41.0	(sauer)

Eine wichtige Tatsache, die ein Blick auf diese Tabelle unmittelbar erkennen läßt, ist das Fehlen des Si-Kernes in den beiden basischen Schlieren von Arnsdorf und Proschwitz: in beiden Gebilden genügt das vorhandene Si gerade zur Sättigung der Alkalien und des Ca, sowie des Mg und Fe im Sinne der Kerntheorie ROSENBUSCH's. Von einem Zufall kann hier wohl nicht gesprochen werden.

Einer scharfen Ausprägung der Spaltungstendenzen ist bei dem Ausdruck der chemischen Beschaffenheit der untersuchten Gesteine durch Metallatome und durch die Kerne der stark wechselnde und von der übrigen Zusammensetzung unabhängige Si-Gehalt, resp. seine Einwirkung auf die Prozent-

zahlen der übrigen Elemente hinderlich. Wollte man von den Metallatomen zur Beurteilung der Spaltungsvorgänge ausgehen, so müßte man diese in der gleichen Weise gruppieren, wie es Osann für die Molekularproportionen getan hat; da das Ergebnis in beiden Fällen übereinstimmen muß, wurde hier von einer derartigen Umrechnung natürlich Abstand genommen.

Einen sehr klaren Einblick in die Beziehungen der Spaltungsprodukte vermitteln die für die Rosenbusch'schen Kerne gewonnenen Zahlen, wenn man für sie eine kleine Umformung vornimmt. Diese Umformung geht von der Anschauung aus, daß der Kern Si in sehr wechselnder Menge in den übrigen Kernen gelöst sein kann, daß mithin für das Wesen der Spaltung das Verhältnis der übrigen Kerne zueinander maßgebend ist, während die Menge des gelösten Si-Kernes den Grad der Acidität bestimmt.

In das nebenstehende Schema sind die Ergebnisse dieser Berechnungsweise für die hier behandelten Gesteine mit einer Ausnahme in der gleichen Anordnung eingetragen wie in das Schema auf Seite 175. Die erste Reihe unter dem Namen des Gesteins gibt das in diesem herrschende Verhältnis der Kerne $(NaK)AlSi_2$, $CaAl_2Si_4$ und $R^{II}Si$ auf 100 berechnet, sowie, durch einen Strich getrennt, die Menge des Si-Kernes, der in 100 Teilen der übrigen Kerne gelöst ist; eine zweite Reihe enthält die für jedes Gestein berechnete mineralogische Zusammensetzung. Die erwähnte Ausnahme am Schluß der Tabelle ist durch das Bestreben verursacht, durch die Stellung jedes Gesteins auch in dem einzelnen Fach den größeren oder geringeren Grad anzudeuten, in dem die charakteristische Tendenz entwickelt ist. Bei Gesteinen von Zwischenstellung greift der Name in das benachbarte Fach über, während die Zahlen in dem Fach ihren Platz finden, dem das Gestein am nächsten steht.

Da die hier behandelten Spaltungsvorgänge sich zum größten Teil wohl sicher nach Oxydation der ursprünglichen Metalllegierung und Überführung

	Basisch	Normal	Sauer
	$(NaK)AlSi_3$ $CaAl_2Si_4$ $R^{II}Si$ | Si	$(NaK)AlSi_3$ $CaAl_2Si_4$ $R^{II}Si$ | Si	$(NaK)AlSi_3$ $CaAl_2Si_4$ $R^{II}Si$ | Si
I.		Durchschnittszusammensetzung des Granites (1) 62.2 26.7 11.1 | 46.6 Kf.19.0 Ab.27.1 An.12.9 Biot.6.9 Erz1.8 Q.32.5	Höhen westlich von Arnsdorf (6) 62.3 25.2 12.5 | 13.8 Kf.11.9 Ab.27.9 An.10.4 Biot.5.0 Erz2.5 Q.41.8
II.		Varietät Bärndorf (2) 64.5 25.1 10.4 | 49.1 Kf.15.4 Ab.32.1 An.11.9 Biot.6.4 Erz1.5 Q.32.9	Durchschnittszusammensetzung der alkali-aplitischen Spaltungsprodukte (9) 72.8 18.5 8.6 | 65.9 Kf.22.5 Ab.27.1 An.7.9 Biot.5.0 Erz1.0 Q.36.8 Abruzzen (11) 74.8 15.6 9.6 | 71.2 Kf.24.9 Ab.24.5 An.6.5 Biot.4.4 Erz1.5 Q.38.3 Hohes Rad (10) 75.4 16.6 7.9 | 58.3 Kf.27.8 Ab.26.2 An.7.4 Biot.4.4 Erz1.1 Q.33.0
III.	Ober-	Buchwald (5) 51.3 42.1 6.6 | 33.5 Kf.13.6 Ab.31.3 An.22.4 Biot.2.9 Erz2.2 Q.28.4	Bolzenschloß (12) 54.5 38.6 6.9 | 72.5 Kf.7.1 Ab.27.9 An.14.0 Biot.3.9 Erz0.2 Q.46.2
IV.	Biotitreiches körniges Gestein Arnsdorf (15) 52.3 27.6 20.1 | 12.1 Kf.21.3 Ab.20.3 An.17.9 Biot.21.4 Erz1.0 Q.17.9	Varietät Heidelberg (3) 60.7 26.6 12.7 | 51.4 Kf.20.1 Ab.23.6 An.12.5 Biot.7.2 Erz1.8 Q.35.0	Schwarzbrunnkamm (13) 50.5 32.5 17.1 | 84.6 Kf.12.4 Ab.14.4 An.11.9 Biot.9.4 Erz1.1 Q.50.7 Große Sturmhaube (14) 49.6 32.6 17.8 | 91.1 Kf.11.8 Ab.12.7 An.11.9 Biot.8.4 Erz1.8 Q.52.8
V.	Bärenstein, Grünbusch } nicht zu berechnen	Varietät Pfaffenberg (4) 58.3 29.2 12.6 | 50.4 Kf.22.5 Ab.21.1 An.13.9 Biot.3.9 Erz1.1 Q.33.4 Hornbl. 4.3	
	Schliere Arnsdorf (17) ······ Hain ······ 19.6 54.3 23.0 | [1.9] (Al.8.1) (Berechnung der min. Zus. unsicher). Schliere Proschwitz (16) 20.8 49.7 27.8 | — (Al.1.5) Kf.3.5 Ab.8.5 An.32.3 Biot.37.4 Erz — Q. 18.5	Bärndorf Bahnhof	Fuchsberg (8) 38.1 42.5 19.4 | 71.1 Kf.9.4 Ab.11.0 An.16.9 Biot.7.8 Erz3.4 Q.50.6 Proschwitz (7) 34.6 45.7 19.7 | 52.1 Kf.8.8 Ab.12.7 An.21.0 Biot.10.4 Erz3.4 Q.44.4

in einen Silikatschmelzfluß vollzogen haben, ist es nicht ohne Interesse, das Verhältnis der sämtlichen in den verschiedenen Bildungen enthaltenen Atome (Metallatome und Sauerstoffatome, in Prozenten ausgedrückt) miteinander zu vergleichen. Während der Ausdruck der chemischen Zusammensetzung durch die Osann'schen Formeln, durch die Kerne Rosenbusch's und durch die quantitative mineralogische Zusammensetzung sehr erhebliche Unterschiede für die einzelnen Bildungen aufweist und somit eine naturgemäße

		O	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	
	(1) Durchschnitt des Granites	62.9	24.9	5.9	0.7	0.7	1.0	2.3	1.7	
	(2) Bärndorf	63.0	25.1	5.8	0.6	0.7	0.9	2.6	1.4	
	(3) Heidelberg	63.1	25.2	5.6	0.8	0.8	0.9	2.0	1.7	
	(4) Pfaffenberg	63.1	25.1	5.6	0.6	0.8	1.2	1.8	1.8	
I.	(1) Durchschnitt des Granits siehe oben									
	(6) Höhen westlich von Arnsdorf	63.8	25.8	5.1	0.9	0.5	0.8	2.3	1.1	
II.	(2) Bärndorf siehe oben									
	(9) Durchschnitt der alkaliaplitischen Spaltungsprodukte	63.3	26.0	5.1	0.4	0.5	0.6	2.2	1.8	
	(11) Abruzzen	63.3	26.2	5.0	0.6	0.5	0.5	2.0	2.0	
	(10) Hohes Rad	63.1	25.5	5.5	0.4	0.5	0.6	2.2	2.2	
III.	(5) Ober-Buchwald	62.9	24.0	6.9	0.7	0.3	1.7	2.5	1.1	
	(12) Bolzenschloß	63.8	26.4	5.1	0.2	0.4	1.2	2.2	0.7	
IV.	(3) Heidelberg siehe oben									
	(15) Arnsdorf, biotitreich, körnig	61.6	21.8	7.3	1.0	2.4	1.3	2.0	2.4	
	(13) Schwarzbrunnkamm	63.8	26.7	4.4	0.7	1.0	0.9	1.3	1.2	
	(14) Große Sturmhaube	63.8	26.8	4.6	0.8	0.9	0.9	1.2	1.2	
	(4) Pfaffenberg siehe oben									
	Grünbusch									
	Bärenstein									
										H
V.	(17) basische Schliere Arnsdorf	61.4	19.9	8.7	1.7	2.6	2.9	1.3	0.5	1.3
		61.9	20.3	8.8	1.7	2.6	2.9	1.3	0.5	—
	(16) basische Schliere Proschwitz	61.3	20.1	7.9	2.1	3.2	2.5	1.0	0.8	1.2
		61.6	20.2	8.0	2.1	3.3	2.7	1.1	0.9	—
	(8) Fuchsberg	63.8	25.9	5.0	1.2	0.8	1.3	1.0	1.0	
	(7) Proschwitz Bahnhof	63.4	25.3	5.3	1.3	1.1	1.6	1.1	1.0	

Systematik ermöglicht, schwanken, wie die vorstehende Tabelle zeigt, die für die verschiedenen Partialmagmen und die begleitenden Bestandmassen auf Metallatome und Sauerstoff berechneten Zahlen nur in verhältnismäßig engen Grenzen. Die bei dieser Betrachtungsweise sich ergebende nahe Verwandtschaft der verschiedenen Bildungen eines Massivs erleichtert die Vorstellung, daß die verschiedenen, räumlich nahe beieinander liegenden Massen sich gewissermaßen freiwillig differenziert haben, ohne hierzu durch Einschmelzungen von anderen Gesteinen veranlaßt worden zu sein.

Mitteilung über Olivindiabase aus dem Oberharze.

Von M. Koch.

(Mit 2 Tafeln und 2 Textfiguren.)

Unter den verschiedenartigen Diabasen, welche den palaeozoischen Schichten des Harzes vom Silur bis zum Culm in großem Reichtum lagerartig eingeschaltet sind, sind olivinführende Glieder bisher nicht bekannt geworden. Wenn auch über einen großen Teil der Harzdiabase bereits eingehendere Untersuchungen vorliegen, war doch bei Erörterung der Frage, ob Olivindiabase dem Harze fremd sind, zu berücksichtigen, daß noch ausgedehnte, an Diabasen außerordentlich reiche Gebiete vorhanden sind, deren Gesteine auf Zugehörigkeit zu der einen oder anderen Gruppe eine gründliche Prüfung noch nicht erfahren haben. Von solchen Gebieten sind zu nennen der Oberharzer Diabaszug, jenes von Osterode über den Polsterberg bei Altenau bis in die Gegend von Harzburg, also quer durch den ganzen Harz verfolgbare Schichtenband devonischer Ablagerungen, welches in allen seinen Stufen großen Reichtum an Diabasen aufweist; ferner der östlich davon in gleicher (SW—NO) Richtung verlaufende Diabaszug des Acker-Bruchberges, welcher durch die mächtigen Culmablagerungen der Sösemulde von ersterem geschieden wird. Er ist von wesentlich kürzerer Erstreckung, zeichnet sich aber auch, namentlich in einer hangenden Zone, durch das Auftreten zahlreicher und mächtiger Diabaslager aus. In beiden Gebieten haben sich nun in der Tat olivinführende Diabase, und zwar

Olivindiabase und Olivinproterobase am Acker-Bruchberge, olivinführende Diabasmandelsteine und Olivindiabasporphyrite am Oberharzer Diabaszuge, also eine mannigfaltige Reihe olivinführender Diabasglieder nachweisen lassen. Die mehrorts zum Ausdruck gekommene Annahme, daß dem Harze Olivindiabase gänzlich fehlen, trifft demnach nicht zu.

Der Umstand, daß es sich um für den Harz neue Diabasarten handelt, sowie hier und da hervortretende Eigentümlichkeiten in der Ausbildung einzelner Glieder mögen eine kurze Beschreibung der Gesteine rechtfertigen.

In Bezug auf ihre geologische Stellung sei vorausgeschickt, daß sie mit den olivinfreien Diabasen beider Gebiete eng verknüpft sind, indem sie in Form von Lagern oder Decken zusammen mit diesen in den gleichen Schichtenstufen auftreten. Beide sind daher geologisch zusammengehörige, ein und derselben Eruptivformation angehörige Bildungen. Das gleiche gilt von den porphyrisch entwickelten Gliedern. Diese bilden meist selbständige Lager, welche, abgesehen von randlichen Verdichtungen, durch die ganze Masse gleiche Struktur und Zusammensetzung zeigen, in andern Fällen aber stellen sie auch hier, wie das für andere Gebiete schon seit langem feststeht, nur die porphyrisch entwickelte Randfacies körniger Diabase dar.

I. Olivindiabase und Olivinproterobase des Acker-Bruchberges.

Der Diabaszug dieser Bergkette umfaßt eine aus Kiesel-, Wetz-, Plattenschiefern, verschiedenartigen Tonschiefern und Diabasen zusammengesetzte Gesteinszone, welche den quarzitischen Ablagerungen des Acker-Bruchberges auf der Nordwestseite, also am Abfall nach dem Sösetale eingelagert ist.*

* Was das geologische Bild des Acker-Bruchberggebietes angeht, so verweise ich auf die Übersichtskarte des Harzes von Lossen. Da sie auf älteren Aufnahmen beruht, finden zwar die neueren Auffassungen über die Altersstellung der Schichten noch keine Berücksichtigung, im großen ganzen liefert sie aber ein dem Maßstab entsprechendes zutreffendes Bild.

Sie läßt sich im Zusammenhange vom Schindelnkopf im südlichen Teil des Ackers nach Nordosten hin über den Breitenberg, Söseberg, Allerberg und Wolfskopf bis nahe an die Clausthal-Andreasberger Chaussee, der Grenze zwischen Acker- und Bruchberg, verfolgen. Jenseits derselben fehlt sie zwar nicht, tritt aber infolge ihrer Zerstückelung durch Querverwerfungen und Zusammenfließens mit dem Culmkieselschieferbande, welches auf der Grenze der Silurschichten des Bruchberges und der Grauwackenablagerungen der Sösemulde steht, in dem geologischen Kartenbilde nicht so deutlich hervor wie im südlichen Abschnitte. Die streichende Länge der Gesteinszone am Ackerberge beträgt ungefähr neun Kilometer bei einer durchschnittlichen Breite von einem halben Kilometer. Trotz ihrer Lage am Abhange der Kette sind günstige Aufschlüsse infolge starker Überrollung mit Schutt der hangaufwärts anstehenden Quarzite nicht häufig. Am ehesten findet man sie noch in den Wasserrissen der zahlreichen tiefeingeschnittenen Täler, welche die Zone annähernd quer zum Streichen durchsetzen.

Die Gesteinsfolge des Diabaszuges, dessen Schichten steil gegen SO einfallen, ist fast überall die gleiche. Als liegende Zone treten Kiesel-, Wetz- und verschiedenartige Tonschiefer mit vereinzelten gering-mächtigen, meist wenig frischen Diabasen normaler Beschaffenheit auf; es folgen als mittleres Glied diabasfreie Plattenschiefer, welche den gleichen Gesteinen der Tanner Grauwacke des Unterharzes (Mägdesprung) an die Seite zu stellen sind. Ihnen schließen sich als hangende Zone Kiesel- und Wetzschiefer nebst roten oder grünen Tonschiefern mit zahlreichen mächtigen und weithin fortsetzenden Diabaseinlagerungen an. Dem Bereiche dieser Zone gehören auch die sämtlichen bisher festgestellten Vorkommnisse der Olivindiabase und Olivinproterobase an.

Nach oben zu reihen sich an den Diabaszug mächtig entwickelte quarzitische Ablagerungen an, deren Zusammenhang zwar noch mehrfach von Kiesel- und Tonschiefern mit Diabasen unterbrochen wird, doch kommt diesen Gesteinen weder die Mächtigkeit noch die Ausdehnung zu wie dem

Hauptzuge. Auch der Charakter der Diabase ändert sich insofern, als Gesteine gröberen Gefüges herrschend werden, von denen manche Vorkommnisse (Rauhe Schacht, Gr. und Kl. Mollental usw.) durch reichen Gehalt an Zeolithen, namentlich Analcim auffallen.

Die Altersstellung der Kieselschieferzonen und ihrer Diabase läßt sich, da das Niveau festlegende Petrefaktenfunde nicht zu verzeichnen sind, nur aus den Lagerungsverhältnissen und dem Vergleiche mit ähnlichen Bildungen anderer Gebiete, speziell des Kellerwaldes, ableiten. Danach ist als sicher anzunehmen, daß die Kieselschiefer mitsamt ihren Eruptivgesteinen dem Silur angehören, was für die Plattenschiefer und die quarzitischen Ablagerungen des Acker-Bruchberggebietes schon seit längerer Zeit feststeht.*

1. Olivindiabase.

Die Zahl der Diabaslager in den verschiedenen Profilen der hangenden Kieselschieferzone, welche, wie erwähnt, für die Verbreitung der olivinführenden Gesteine allein in Betracht kommt, ist eine je nach der Mächtigkeit der Zone zwischen 1 und 5 schwankende. Da man es häufig nur mit losen Massen zu tun hat und auch die Profile der Talrisse vielfach Lücken aufweisen, sind die Feststellungen darüber nicht immer sichere. Im allgemeinen gehören nur die Lager in der Nähe der Plattenschiefer also in einem liegenden Abschnitte der Zone zum Olivindiabas, während die weiter ab gegen den auflagernden Quarzit hin auftretenden Gesteine olivinfrei sind. Im Streichen scheint ihre Verbreitung dagegen eine allgemeine, durch die ganze Ausdehnung der Zone sich erstreckende zu sein. Ich habe ihr Vorhandensein sowohl im nördlichen Abschnitt am Wolfskopf und in den Tälern, welche südlich davon die Zone durchschneiden, Wolfstal, Allertal, Kl. und

* In der Übersichtskarte des Harzes sind die Plattenschiefer noch zum Culm, die Quarzite zum Ob. Unterdevon gerechnet.

Über Altersstellung der Schichten des Acker-Bruchberges siehe Jahrb. d. k. pr. geolog. L.-A. f. 1890 S. XXXII u. f. 1898 S. XXVII.

Gr. Mollental, als auch im südlichen Teil, am Gr. Breitenberg und in der Rauhen Schacht, feststellen können.

Von Fundstellen der Olivindiabase, welche verhältnismäßig frisches für die Untersuchung geeignetes Material geliefert haben, nenne ich die folgenden:

1. Schneise, welche vom Wolfskopf über den Osteroder Rinderstall auf die Höhe des Ackerberges führt. Olivindiabase finden sich ungefähr 160 Schritt östlich vom Rinderstall und weiter hangaufwärts, teils in der Schneise selbst, teils beiderseits derselben.

2. Wolfstal, 30 Schritt oberhalb des Fahrweges, welcher halbwegs zwischen den Wolfsklippen und der Gabelung des Tales den Bach kreuzt. Das ungefähr 40 m im Ausstrich breite Lager ist an mehreren Punkten im Wasserriß gut aufgeschlossen.

3. Allertal, im Bachbett 230 Schritt oberhalb der Einmündung der Ob. Allerkappe ein erstes nur $1^1/_2$ m, 30 Schritt weiter talaufwärts ein zweites ungefähr 30 m breites Lager.

4. Kl. Mollental, 250 Schritt oberhalb des Punktes, an dem der Mollentalbach aus nordwestlicher Richtung nach Westen umbiegt. Breite des am Bach aufgeschlossenen Diabases ungefähr 8 m.

5. Gr. Mollental, im Bach wenig oberhalb der Stelle, an welcher der Ulmer Weg des Meßtischblattes das Tal erreicht. Der Olivindiabas bildet hier, wie auch im Kl. Mollentale das erste Diabasvorkommen im Hangenden der Plattenschiefer.

6. Rauhe Schacht zwischen Gr. Hölle und Haspelloch, ein ungefähr 30 m mächtiges, in einer Klippe auf der Südwestseite des Schachtwassers anstehendes Vorkommnis nahe der Grenze der Quarzite.

Die äußere Gesteinsbeschaffenheit ist, abgesehen von geringen Abweichungen in der Korngröße bei allen Gesteinen nahezu die gleiche. Es sind nur selten mittelkörnige, vorherrschend feinkörnige, in einzelnen Fällen nahezu dichte, je nach dem Erhaltungszustande dunkelgraue bis schwarze

oder graugrüne bis schwärzlichgrüne Gesteine, in denen man mit unbewaffnetem Auge oder mit Hilfe der Lupe Feldspatleistchen und bisweilen auch scharf umrandete mit Kalkspat ausgefüllte Schnitte der Olivinpseudomorphosen erkennt. Wenn auch infolge der feinkörnigen Ausbildung der Gesteine der Unterschied zwischen den innern und den randlichen Massen kein stark ausgeprägter sein kann, so läßt sich doch nicht selten deutliche Verdichtung nach den Kontaktflächen hin beobachten, bei manchen Vorkommnissen verbunden mit Variolitbildung (Gr. Mollental; Wolfstal) oder häufiger noch mit porphyrischer Struktur, wobei die Rolle der Ausscheidungen entweder der Olivin allein (Kl. Mollental) oder zusammen mit Plagioklas (Gr. Mollental) oder Augit (Rauhe Schacht) übernimmt.

Die Struktur der Olivindiabase ist zum Teil eine echt porphyrische, was vor allem für die Gesteine der zuletzt erwähnten diabas- oder augitporphyritischen Randfacies gilt (Taf. I, Fig. 6 u. 7), zum Teil eine der porphyrischen angenäherte. Wenn diese auch dem Erfordernis der Wiederkehr der Bildungen nicht gerecht wird, so ist doch durch zahlreiche idiomorphe Olivinausscheidungen, welche sich porphyrisch von der übrigen Masse abheben, der Gegensatz zwischen Ausscheidung und Grundmasse geschaffen (Taf. I, Fig. 1, 2 u. 3). Sie ist dem größeren Teil der Olivindiabase eigen. Die Struktur anderer mit Olivin weniger reichlich ausgestatteter und auch weniger feinkörniger Gesteine, welche hauptsächlich der innern Masse der Lager entstammen, ist als diabasisch-körnig zu bezeichnen.

Die Anordnung der Plagioklasleistchen bedingt bei allen Gesteinen eine meist ausgeprägte Intersertalstruktur. Zu den ganz oder teilweise idiomorphen Augitindividuen der dreieckig, viereckig oder polygonal umrandeten Zwickel des Leistenwerks der Feldspäte tritt in größerer oder geringerer Menge eine in allen Fällen sekundär veränderte Mesostasis hinzu. Abweichungen von der gewöhnlichen Anordnung der Feldspatleistchen werden bisweilen durch fächerförmige oder radialstrahlige Stellung derselben hervorgerufen, ohne daß dabei die Dimensionen der Feldspäte oder der

eingeklemmten Augite besondere Änderung erfahren (Taf. I, Fig. 4). Gewöhnlich finden sich derartige Gruppierungen nur als gelegentliche Erscheinung, nur bei einigen Gesteinen der Randfacies tritt sie, allerdings unter wesentlicher Verfeinerung der Aggregationsweise, so häufig hervor, daß sie zu pseudosphärolithischer oder variolitischer Ausbildung der Gesteine Veranlassung gibt.

In der Zusammensetzung der Olivindiabase machen sich nur insoweit Unterschiede geltend, als einige Gesteine geringe Mengen brauner Hornblende enthalten, andere vollständig frei davon sind, Die ersteren leiten zu den durch reichlichen Gehalt an Hornblende ausgezeichneten Olivinproterobasen hinüber.

Der Olivin, der die Gruppe bezeichnende Gemengteil, tritt fast stets in idiomorphen Individuen auf, deren Begrenzung nur selten durch corrodierende Einflüsse gestört ist. Von den charakteristischen Schnittformen gebe ich nachstehend einige naturgetreu wieder (s. auch Taf. I, Fig. 1, 2, 3 u. 7).

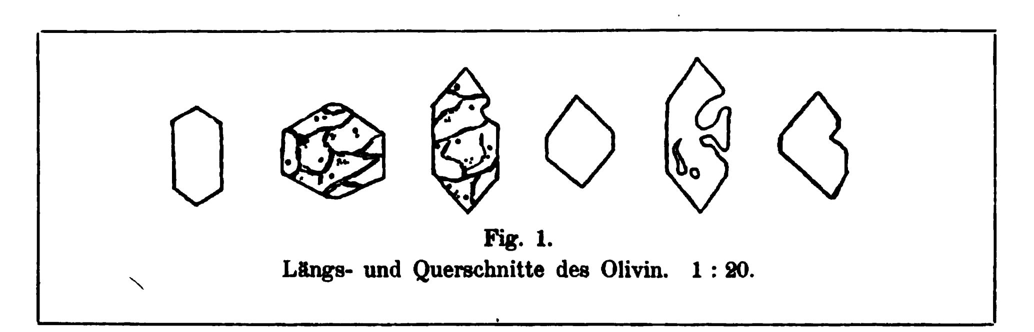


Fig. 1.
Längs- und Querschnitte des Olivin. 1 : 20.

Frische Olivinsubstanz ist in keinem der Gesteine mehr vorhanden, sondern durch serpentinartige Produkte und Kalkspat, der gern den Kern der Pseudomorphosen einnimmt, ersetzt. Viele seiner Schnitte sind ganz mit Kalkspat ausgefüllt. Die Sprünge, von denen aus die Umwandlung vorgeschritten ist, sind häufig noch erhalten, was zusammen mit den nie fehlenden Einschlüssen von winzigen Magnetit- und braun durchscheinenden Pikotitkriställchen seine Feststellung auch in kleineren und dann gern ge-

rundeten Schnitten wesentlich erleichtert. Kreisrunde, elliptische oder schlauchförmige mit Zersetzungsprodukten und Aktinolithfasern ausgefüllte Einschlüsse sind als ursprüngliche Glaseier zu deuten. Die Größe der Kristalle schwankt zwischen 1/4 und 1 mm. Selten sind größere Schnittformen zu beobachten.

Der Olivin ist in fast allen Vorkommnissen in reichlicher, weit über die Rolle accessorischer Beteiligung hinausgehender Menge vorhanden. Beispielsweise weisen Schliffe der Gesteine vom Wolfskopf und aus dem Allertale nahe an 100 größere oder kleinere Olivinschnitte auf. Dabei ist unverkennbar, daß die Randzone im allgemeinen sehr viel reicher an diesem Mineral ist als die centralen Teile, eine Beobachtung, welche ja auch von Olivindiabasen anderer Gebiete angegeben wird.* An den Gesteinen der Rauhen Schacht tritt der Unterschied wohl am auffälligsten hervor, doch steigert er sich auch hier nicht bis zu dem Grade, daß sich olivinreiche und olivinfreie Gesteine gegenüberstehen.

Neben ziemlich gleichmäßig in der Gesteinsmasse verteilten Einzelkristallen finden sich gar nicht selten auch nesterförmige Anhäufungen mehrerer dicht nebeneinander liegender oder sich berührender Kristalle. Wenn ihre Zahl auch gewöhnlich nicht über 4—6 hinaus geht, so sind doch auch Fälle zu erwähnen, in denen ihre Menge eine erhebliche Steigerung erfährt (Taf. I, Fig. 5). Ein gutes Beispiel dafür gibt die augitporphyritische Randfacies des mehrfach erwähnten Lagers der Rauhen Schacht ab, wo solche aus 40—50 und mehr Individuen bestehende Ballungen Durchmesser bis zu 1/2 cm erreichen. Gelegentlich finden sich auch einzelne Augitkristalle der älteren Ausscheidung in die Anhäufungen mit eingeschlossen. Es bedarf kaum der Erwähnung, daß es sich hier zweifellos um durch gegen-

* Stecher, Kontakterscheinungen an schottischen Olivindiabasen. Min. und petrogr. Mitt. von G. Tschermak 1888, S. 194. R. Brauns, Mineralien und Gesteine aus dem hessischen Hinterland. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1889. S. 524.

seitige Attraktion oder Adhäsion hervorgerufene Zusammenballungen der ältesten Ausscheidungen handelt, welche sich den Olivinnestern mancher Melaphyre, vielleicht auch den Olivinknollen der Basalte an die Seite stellen.

Die Ausbildung der Feldspatleistchen ist die gewöhnliche. Nach den Auslöschungsschiefen gehören sie einem basischen Plagioklas an.

Die kurz- bis langsäulenförmigen Kriställchen des Augits (Taf. I, Fig. 3), deren Länge nur selten 1 mm erreicht bei einer Dicke von 0.1—0.2 mm, zeigen im Querschnitt achtseitige oder, wenn nur das eine der Pinakoide ausgebildet ist, sechsseitige Umrandung, als terminale Begrenzung dachförmige Zuschärfung. Spaltbarkeit nach dem Orthopinakoid macht sich nicht bemerkbar, dagegen eine deutliche Teilbarkeit der längeren Säulchen nach der Basis. Die Farbe des Augits ist hell bräunlich bis schwach rosa bei kaum erkennbarem Pleochroismus. In den Gesteinen der aufgeführten Fundstellen bietet er mit wenigen Ausnahmen frische und dabei sehr reine, nahezu einschlußfreie Substanz dar. Von Einschlüssen wäre nur als seltene Erscheinung das Auftreten von veränderten Glaseiern zu erwähnen.

Die Anordnung der in größerer oder geringerer Zahl in den Zwickeln des Feldspatleistenwerks auftretenden Augitsäulchen ist bald eine regellose, bald liegen sie gruppenweise parallel zueinander, alsdann gern die Verstrebung zwischen gegenüberliegenden oder benachbarten Plagioklasleisten übernehmend; seltener sind knäuel- bis sternförmige Aggregationsformen (Taf. I, Fig. 4), Gebilde, die in der Grundmasse einiger Gesteine der Randfacies in sehr viel feinerer Ausführung wiederkehren.

Von accessorischen Gemengteilen ist Magnetit in sehr gleichmäßig eingestreuten Einzelkriställchen oder reihenförmigen Aggregaten derselben zu nennen. Apatit ist im Gegensatz zu vielen Gesteinen der gewöhnlichen Diabase nur in sehr geringer Menge vorhanden.

Über die ursprüngliche Beschaffenheit der zwischen den Augiten oder diesen und dem Feldspat eingeklemmten Mesostasis, welche je nach der Menge des Augits bald größeren bald geringeren Anteil an der Ausfüllung

der Zwickel nimmt, gibt infolge ihrer vollständigen Umwandlung keines der Gesteine mehr Auskunft. An ihrer Stelle finden sich sehr feinstruierte wirr- oder radialfaserige chloritische Zersetzungsprodukte, häufig durchsetzt mit Kalkspat und in Verbindung mit zierlichen gitterartig aggregierten Erzstäbchen und stellenweise auch Anhäufungen stärker lichtbrechender Nädelchen, die dem Aktinolith angehören dürften. Da sich diese Umwandlungserscheinungen auch zeigen, wenn vollständig frischer Augit vorliegt, kann es nicht zweifelhaft sein, daß tatsächlich Zersetzungsprodukte der Zwischenklemmungsmasse und nicht von der Zerstörung des Augits herrührende Infiltrationsprodukte vorliegen.

Die verdichtete porphyrische bis mikroporphyrische Randfacies der Olivindiabase aus dem Gr. Mollentale und dem Wolfstale (s. oben S. 189) bietet in der Ausbildung von Ausscheidungen und Grundmasse teils analoge, teils ähnliche charakteristische Erscheinungen dar, wie sie schon wiederholt — von Hawes, Törnebohm, Dathe, Brauns, Bauer und andern — aus randlichen Teilen von Diabasen und aus Diabasmandelsteinen beschrieben worden sind.

Die Plagioklasausscheidungen, welche namentlich in dem erstgenannten Gestein neben Olivin reichlich in kleinen schmalen Leisten (bis 3 mm lang und 0.5 mm breit) vorhanden sind, zeichnen sich allgemein durch sehr ausgeprägte Skelettbildung aus (Taf. I, Fig. 6 u. 8). In den meisten Fällen liegen teilweise oder in ihrer ganzen Länge hohle Wachstumsformen vor, deren Inneres mit den Bildungen der Grundmasse ausgefüllt ist. Je nach ihrer Lage im Dünnschliff liefern sie entweder viereckig-rahmenartige oder an den Enden in mannigfaltiger Weise gegabelte Schnittformen.

Noch viel auffälliger machen sich die Erscheinungen gehemmter Formenentwicklung in der Grundmasse bemerkbar, indem die kristallinen Ausscheidungen meist in sehr feinen und zierlichen mikrolithischen Gebilden oder aus solchen aufgebauten Aggregations- und Skelettformen erscheinen. Es sind zweierlei derartige Gebilde zu unterscheiden: außerordentlich fein-

faserige, schwach bräunlich getönte, büschelförmige oder eisblumenartige Aggregate, welche entweder von den Kanten und Ecken der Feldspate ausstrahlen oder auch selbstständig in der Grundmasse auftreten (Taf. I, Fig. 8). Sind die Büschel rings um den Strahlungspunkt entwickelt, so entstehen roh radialstrahlige, der Kreis- oder, ins Räumliche übertragen, Kugelform genäherte Faseraggregate, deren Größe zwar eine sehr schwankende ist, die aber doch vielfach Durchmesser bis zu 2 und 3 mm erreichen. Im Stück macht sich denn auch stellenweise eine zwar nicht sehr in die Augen fallende, aber immerhin deutliche variolitische Tupfung bemerkbar. Erst bei sehr starker Vergrößerung läßt sich an den bisweilen aufgelockerten Endigungen der Büschel erkennen, daß ihre Masse keine einheitliche ist, sondern sich aus feinen Feldspatfasern und dazwischen geklemmten stärker lichtbrechenden Nädelchen und Körnchen von Augit aufbaut.

Die andere Art ausschließlich dem Augit zuzuweisender Gebilde erscheint in sehr mannigfaltig gestalteten Wachstumsformen von einfacher Kreuzform bis zu reich gegliederten, durch ihren zierlichen Bau auffallenden szepter-, kamm- oder federartigen Aggregationsformen (Taf. II, Fig. 1 u. 2). Meist ist ein die Nebenglieder an Länge überragendes Hauptglied vorhanden, an welches sich die ersteren einseitig oder beiderseits, symmetrisch oder unsymmetrisch angesetzt haben, oder es geben zwei sich kreuzende Glieder die Grundform ab. Haupt- und Nebenglieder sind nicht immer gerade gestreckt, sondern häufig stark, bis über den Halbkreis hinaus gekrümmt. Nicht selten sitzen auch Gruppen parallel gestellter Mikrolithe den Flächen und Kanten der Feldspäte an oder kleiden den Innenraum ihrer Hohlformen aus. Trotz ihrer geringen Größe — durchschnittlich 0.1 mm lang und 0.04 mm breit — zeigen sie fast immer terminale Flächenbegrenzung.

Den Ort aller dieser augitischen Wachstumsformen geben die Intervalle der Teilbüschel der eisblumenartigen oder sphärolithischen Faseraggregate und die zwischen diesen liegende lichter getönte Grundmasse ab, für welche allerdings bei dem Reichtum an derartigen Gebilden nur spärlich Raum

bleibt. Diese im gewöhnlichen Licht schwach grün gefärbte Grundmasse spiegelt im allgemeinen in außerordentlicher Verfeinerung Struktur und Zusammensetzung der Grundmasse der Gesteine aus den inneren Teilen der Lager wieder, nur mit dem Unterschiede, daß die Menge der Mesostasis eine sehr viel reichlichere ist als dort. Ursprüngliches Gesteinsglas ist auch hier nicht mehr vorhanden, sondern durch die vorher besprochenen Umwandlungsprodukte ersetzt.

So wie geschildert, stellt sich besonders die Ausbildung der diabasporphyritischen Facies aus dem Gr. Mollentale dar. Die Randgesteine des Olivindiabas aus dem Wolfstale weichen davon insofern ab, als nicht nur die Feldspatausscheidungen, sondern auch die büscheligen oder sphärolithischen Faseraggregate von Feldspat und Augit fast ganz verschwinden, dagegen die augitischen Wachstumsgebilde ganz außerordentlich an Menge und auch an Reichtum der Formen zunehmen. Sie erfüllen nicht nur sehr gleichmäßig verteilt die Grundmasse des Gesteins, sondern treten auch in etwas kompakterer Ausbildung und kräftiger braunrot getönt zu sphärolithischen Haufwerken von mehreren Millimeter Durchmesser zusammen (Taf. II, Fig. 3), welche auf den Gesteinsflächen eine mehr oder minder deutlich sichtbare variolitische Zeichnung hervorrufen.

Das dritte, Seite 189 erwähnte Vorkommnis verdichteter porphyrischer Randgesteine, die augitporphyritische Randfacies des Olivindiabas aus der Rauhen Schacht, zeigt zwar gegenüber den Gesteinen der Mitte des Lagers ebenfalls eine erhebliche Verfeinerung des Korns seiner intersertalen Grundmasse, läßt aber die beschriebenen mikrolithischen Bildungen darin gänzlich vermissen. Die Augitausscheidungen, die hier neben Olivin als älteste Bildungen eine Rolle spielen, treten in kurzprismatischen Kristallen von oktogonalem Querschnitt auf, welche ungefähr die gleiche Größe wie der Olivin besitzen.

Der in allen Randgesteinen besonders reichlich vorhandene Olivin bietet sowohl was Formenentwicklung (Taf. I, Fig. 5, 6 u. 7) wie Zersetzungsvorgänge anbetrifft, die gleichen Erscheinungen dar wie in den anderen

Gesteinen, nur ist er meist reicher mit runden oder schlauchförmigen Glaseinschlüssen ausgestattet, als es dort der Fall ist. Auch Korrosionserscheinungen machen sich in buchtenartigen Eingriffen der Grundmasse häufiger als sonst bemerkbar.

2. Olivinproterobase.

Als Olivinproterobase sind einige Gesteine von den Olivindiabasen abgetrennt worden, welche sich durch reichlichen Gehalt an primärer brauner Hornblende auszeichnen. Die obige Bezeichnung ist sowohl in Rücksicht hierauf wie auch auf das hohe geologische Alter, welches ihnen zukommt, gewählt worden.

Ihre Verbreitung ist keine so ausgedehnte wie die der eigentlichen Olivindiabase. Unter dem von mir gesammelten Material sind es nur wenige Gesteine, welche hier Stellung finden: ein Vorkommnis aus dem obern Allertale nahe der Quarzitgrenze, wo es 3—4 m mächtig am Allertalsbache ansteht, und ein zweites aus der Diabaspartie am Osteroder Rinderstall östlich vom Wolfskopf. An diese reiht sich ein Proterobas mit sehr spärlichem Olivingehalt aber reichlichen Mengen an Hornblende an aus dem Kl. Mollentale, 60—70 Schritt unterhalb der Quarzitgrenze.

Während die zuletzt genannten Gesteine, abgesehen von der hinzutretenden Hornblende, in ihrer Ausbildung mit den oben beschriebenen Olivindiabasen übereinstimmen, nimmt der Olivinproterobas aus dem Allertale durch Eigentümlichkeiten in seiner Struktur eine besondere Stellung ein. Es liegt zwar auch deutliche Intersertalstruktur vor, doch wird diese nicht durch kreuz und quer liegende Feldspatleistchen bedingt, sondern die Rolle des Feldspats übernehmen lange schmale Augitprismen (bis $1^1/_2$ mm lang und 0,1—0,2 mm breit), indem sie eine dem divergentstrahligen Feldspatleistenwerk vergleichbare Anordnung befolgen (Taf. II, Fig. 4). Die vom Augit umfaßten polygonalen Zwickel sind dicht mit dünnen Leistchen jüngeren Feldspats erfüllt, welche geringe Mengen einer nicht mehr frischen, sondern

in mit Erzflünkchen und Kalkspat durchsetzte chloritische Produkte umgewandelten Basis zwischen sich aufnehmen. Dem Olivin gegenüber erweist sich der Augit stets als jüngere Bildung. Seine braun bis violett gefärbten recht frischen Kriställchen sind in der Prismenzone wohlumgrenzt durch Ortho- und Klinopinakoid mit meist zurücktretendem Prisma, zeigen demnach oktogonale Durchschnitte. Terminale Flächen, die an den idiomorphen Augiten der andern Vorkommnisse recht häufig zu beobachten sind, treten hier infolge gegenseitiger Berührung der Säulchen nur selten auf.

Der in den Gesteinen aus dem Allertale und vom Wolfskopf recht reichlich vorhandene Olivin ist stets älteste Bildung und erscheint daher wie in den eigentlichen Olivindiabasen in Flächenumgrenzung, welche nur selten durch Korrosion an Regelmäßigkeit eingebüßt hat. Formen, Umwandlungserscheinungen und Einschlüsse sind die gleichen wie in den Olivindiabasen.

Über Beschaffenheit und Beteiligung der Hornblende ist folgendes zu bemerken: Sie tritt entweder in selbständigen bis 0,8 mm langen, 0,1—0,3 mm breiten, prismatischen Individuen von hexagonalem Querschnitt (∞P, $\infty P \grave{\infty}$) und gerader oder abgeschrägter Endigung oder in Verwachsung mit Augit auf. In den Gesteinen vom Wolfskopf und Kl. Mollental ist ersteres, in dem aus dem Allertale letzteres vorherrschend der Fall. Sie zeigt tiefbraune Farben bei starkem Dichroismus, ist vollständig kompakt und läßt deutlich Spaltrisse erkennen. Zwischen der in Verwachsung mit Augit und der unabhängig davon auftretenden Hornblende ist kein Unterschied zu erkennen. Die Art und Weise der Verwachsung ist, was Vollständigkeit und Größenverhältnisse beider Mineralien anbetrifft, eine sehr mannigfaltige. Bei kleineren Augitkristallen tritt oft vollständige, bei größeren meist nur stückweise Umhüllung ein. Langprismatische Individuen tragen entweder nur an den langen Seiten Anwachsstreifen, welche oft über die Endigung hinausragen, oder sie sind an den kurzen Seiten mit Kappen von Hornblende versehen. Die Grenzen der Anwachsstreifen nach innen zu sind stets scharfe, nach außen herrscht Flächenbegrenzung. Allen Ver-

wachsungsformen liegt die Gesetzmäßigkeit zu Grunde, daß die Axen c und b gemeinsame sind.

Von den charakteristischen Verwachsungsformen sind nebenstehend einige in 75facher Vergrößerung wiedergegeben.

Aus der Art der Verwachsung geht zweifellos hervor, daß die Hornblende nicht Umlagerungs- oder Umwandlungsprodukt des Augits sein kann, sondern daß primäre Bildung vorliegt, wofür ja auch ihre Beschaffenheit und das Auftreten in selbständigen Individuen spricht.

Umwandlungserscheinungen machen sich an den größeren Hornblendeschnitten nur selten bemerkbar; feine Nädelchen im Proterobas aus dem Kl. Mollentale, der von allen Gesteinen der hornblendereichste ist, lassen bisweilen unter Verlust der braunen Färbung eine Zerfransung und Auflösung in Aktinolithfasern erkennen. Vielleicht ist das früher erwähnte Auftreten von Aktinolithnädelchen in der veränderten Mesostasis mancher vorbesprochener Olivindiabase auch auf diesen Vorgang zurückzuführen.

II. Mandelsteine des Olivindiabas und Olivindiabasporphyrit des Oberharzer Diabaszuges.

Von den drei an Diabaseinlagerungen mehr oder minder reichen Horizonten, welche den infolge von Faltenverwerfung einseitig gebauten Oberharzer Diabaszug zusammensetzen,* Wissenbacher Schiefer, Stringocephalenschichten und Büdesheimer- bezw. Cypridinenschiefer, kommt hier nur der mittlere in Betracht. Während die am Liegenden des Zuges auftretenden Wissenbacher Schiefer hauptsächlich mittel- bis grobkörnige Diabase normaler Zusammensetzung und Struktur führen, wie sie auch anderwärts im Harze in Gebieten dieser Stufe verbreitet sind, weist das Niveau der Stringo-

* Über Zusammensetzung und Lagerungsverhältnisse des Oberharzer Diabaszuges siehe Jahrb. d. kgl. pr. geolog. L.-A. f. 1889, S. XXXIII und ebenda f. 1894, S. 186.



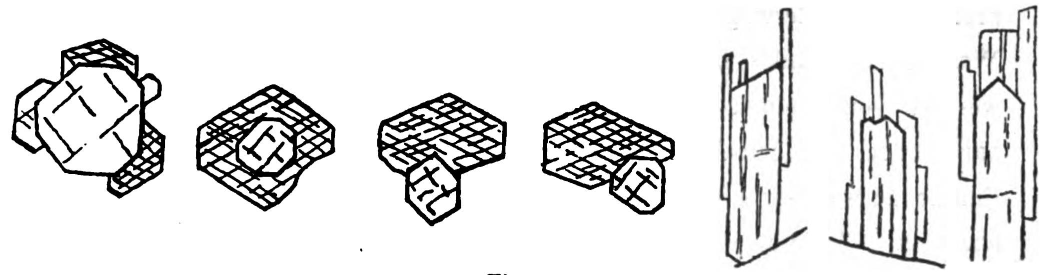


Fig. 2.
Verwachsung von Augit und Hornblende. Querschnitte und Längsschnitte. 1 : 75.

cephalenschichten in mächtigen Decken abgelagerte Diabasmandelsteine auf, zu denen sich in wechselnder aber stets zurücktretender Menge dichte Diabase und Diabasporphyrite gesellen. Die Diabase der die hangende Zone des Zuges einnehmenden Oberdevonischen Schichten weichen in ihrer Beschaffenheit von den anderen Gesteinen dadurch erheblich ab, daß sie ziemlich allgemein nicht nur als randliches Phänomen, sondern meist durch ihre ganze Masse klein-variolitische Struktur erkennen lassen.*

Die olivinführenden Gesteine gehören allein dem mittleren Horizonte an. Als Fundpunkte nenne ich die durch ihren Reichtum an Versteinerungen der Wissenbacher Schiefer bekannte Huhtaler Widerwage, ein Seitentälchen des Huhtals südöstlich von Clausthal. Sowohl der Wasserriß selbst wie auch die Ringwege an den beiderseitigen Gehängen liefern gute Aufschlüsse, welche einen vortrefflichen Einblick in den häufigen Wechsel und die außerordentliche Mannigfaltigkeit der sedimentären wie eruptiven Bildungen der Zone gewähren. Olivindiabasporphyrit habe ich als alleinstehendes Vorkommnis in einem ungefähr 5 m mächtigen Lager im Wasserrisse der Widerwage, die olivinführenden Mandelsteine nicht nur hier an zwei Punkten, sondern auch am Ringwege des rechten Gehänges anstehend gefunden. Der Diabasporphyrit ist infolge seiner eingestreuten 1—2 cm großen Labrador-Ausscheidungen nicht leicht zu übersehen. Im Gesamt-

* Lossen, Jahrb. d. kgl. pr. geolog. L.-A. f. 1880, S. 10.

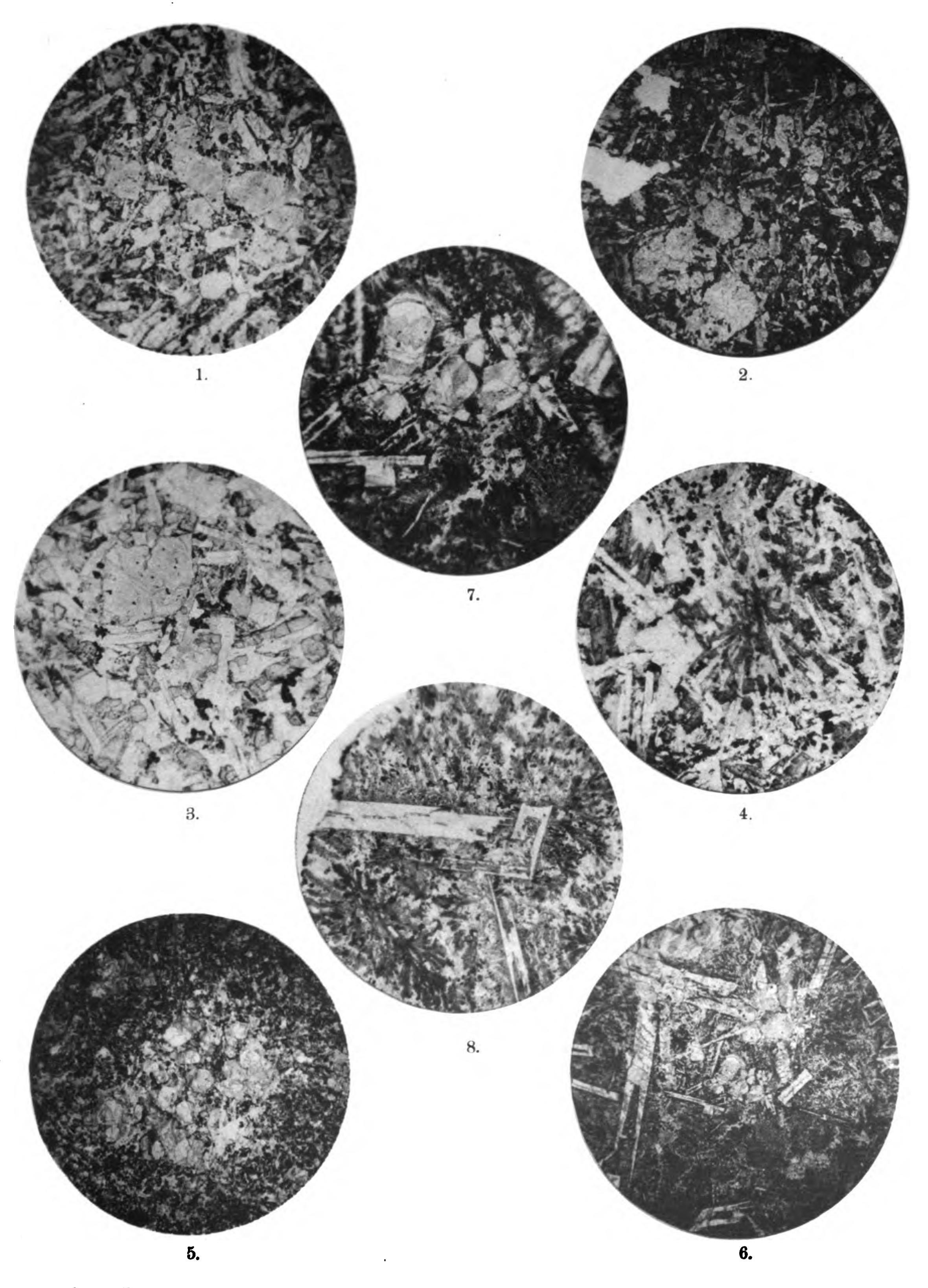
profil der Widerwage nehmen beide Gesteine ungefähr die Mitte ein. Weitere Fundpunkte des Mandelsteins sind die alten Eisensteinspingen südwestlich vom Hubhause am Polsterberge und ein alter Hohlweg unmittelbar südlich der Clausthal-Andreasberger Chaussee, ungefähr gegenüber dem Punkte, an welchem sich der Fahrweg nach dem Polsterberge von der Chaussee abzweigt. Mit diesen Vorkommnissen ist ihre Verbreitung sehr wahrscheinlich nicht erschöpft. Da sie sich von den olivinfreien Mandelsteinen äußerlich nicht unterscheiden, wird es zu weiteren Ermittelungen in jedem einzelnen Falle der mikroskopischen Feststellung bedürfen.

Der Olivindiabasporphyrit wie auch die Mandelsteine des Olivindiabas zeigen, was Zusammensetzung und Struktur der Grundmasse anbelangt, die typische Ausbildung der entsprechenden olivinfreien Glieder, zur Vervollständigung ihrer Charakteristik bedarf es daher nur der Darlegung der Rolle, welche der Olivin in ihnen spielt.

Der Olivin ist stets älteste Ausscheidung. Seine Durchschnitte zeigen die gleichen charakteristischen Formen wie in den Olivindiabasen (Taf. II, Fig. 5 u. 6). Die ursprüngliche Olivinsubstanz ist auch hier vollständig der Umwandlung in Kalkspat, meist unter Beteiligung feinfaseriger serpentinartiger Zersetzungsprodukte oder auch von Limonit anheimgefallen. In letzterem Falle erscheinen die Durchschnitte braunbestäubt (Diabasporphyrit). Dabei macht sich gewöhnlich eine eigentümlich streifige Textur geltend, welche wohl darauf zurückzuführen ist, daß der Absatz der Limonitkörnchen in der Richtung der Serpentinfaserung erfolgt ist.

Die Größe der Olivinschnitte geht nur in einzelnen Fällen über 2 mm hinaus (Mandelsteine des Olivindiabas der Huhtaler Widerwage), gewöhnlich ist sie eine sehr viel geringere, zwischen $^1/_2$ und 1 mm schwankende.

Was den Reichtum der Gesteine an Olivin anbetrifft, so enthält beispielsweise ein 2 qcm großer Schliff des ebengenannten Gesteines nahe an 70 größere und kleinere Schnitte, neben mehreren nesterartigen aus 5—6 Kristallen bestehenden Anhäufungen. Nicht minder reich sind die andern



Lichtdruck v. E. Schreiber, Stuttgart.

Vorkommnisse der Mandelsteine und der Olivindiabasporphyrit aus dem Huhtale.

Aus diesen Angaben geht hervor, daß man es mit Gesteinen zu tun hat, in denen dem Olivin eine wesentliche Rolle zukommt. Sie bilden die olivinhaltige Parallele zu den eigentlichen Diabasporphyriten und Diabasmandelsteinen. Wie diese sich als Strukturmodifikationen den eigentlichen Diabasen anreihen, so sind jene als porphyrisch entwickelte oder Mandelsteinstruktur tragende Glieder den gleichaltrigen paläovulkanischen Olivindiabasen anzuschließen. Die für die Gesteine gewählte Bezeichnung dürfte unter Berücksichtigung dieser Beziehungen und Würdigung ihrer geologischen Stellung keine ungerechtfertigte sein.

Tafel-Erklärung.

Tafel I.

Fig. 1. Idiomorphe Olivinausscheidungen. Olivindiabas aus dem Allertale. Vergr. 17 fach.

Fig. 2. Idiomorphe Olivinausscheidungen. Olivindiabas vom Wolfskopf. Vergr. 15 fach.

Fig. 3. Intersertalstruktur; Idiomorphe Olivinausscheidung; idiomorpher Augit der Grundmasse. Olivindiabas aus dem Allertale. Vergr. 28 fach.

Fig. 4. Intersertalstruktur; radialstrahlige Aggregate von Plagioklas und Augit. Olivindiabas aus dem Wolfstale. Vergr. 17 fach.

Fig. 5. Nestartige Anhäufung von Olivinkristallen. Olivindiabas der Rauhen Schacht. Vergr. 10 fach.

Fig. 6. Wachstumsformen des Plagioklases; Olivinausscheidungen. Diabasporphyritische Randfacies des Olivindiabas aus dem Gr. Mollentale. Vergr. 20 fach.

Fig. 7. Olivinausscheidungen. Diabasporphyritische Randfacies des Olivindiabas aus dem Gr. Mollentale. Vergr. 50 fach.

Fig. 8. Eisblumenartige und sphärolithische Faseraggregate von Plagioklas und Augit; Wachstumsformen der Plagioklasausscheidungen. Diabasporphyritische Randfacies des Olivindiabas aus dem Gr. Mollentale. Vergr. 60 fach.

Tafel II.

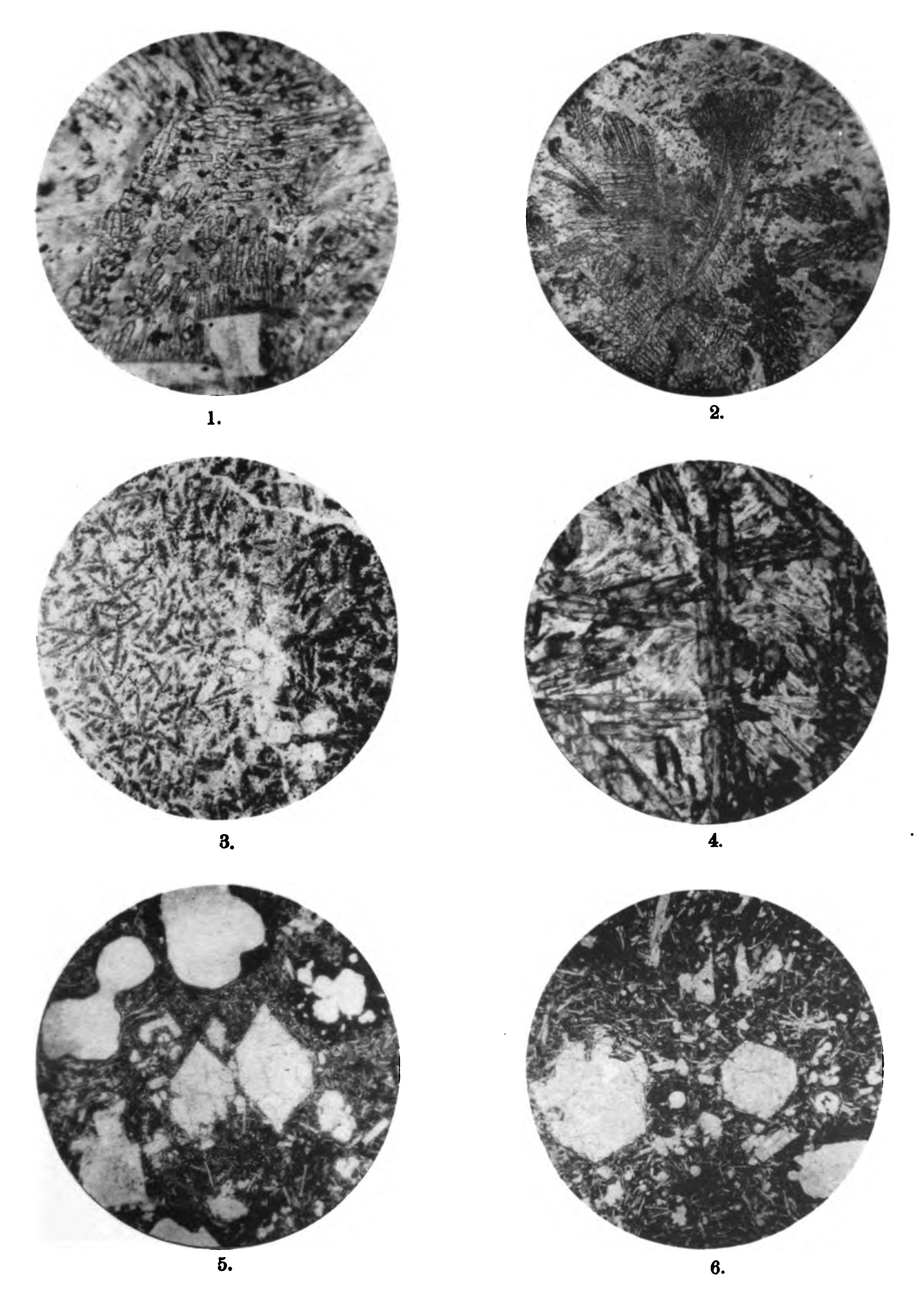
Fig. 1. Mikrolithische Wachstumsformen von Augit, zum Teil als Umsäumung der Plagioklasausscheidungen. Diabasporphyritische Randfacies des Olivindiabas aus dem Gr. Mollentale. Vergr. 180 fach.

Fig. 2. Mikrolithische Wachstumsformen des Augits. Randfacies des Olivindiabas aus dem Wolfstale. Vergr. 150 fach.

Fig. 3. Mikrolithische Wachstumsformen des Augits; Olivinausscheidungen. Randfacies des Olivindiabas aus dem Wolfstale. Vergr. 18 fach.

Fig. 4. Intersertalstruktur; randliche Verwachsung von Augit und Hornblende. Olivinproterobas aus dem Allertale. Vergr. 60 fach.

Fig. 5 und 6. Olivinschnitte des Olivindiabas-Mandelsteins der Huhtaler Widerwage. Vergr. 10 fach.



1. 2. 3. 4. 5. 6.

Lichtdruck v. E. Schreiber, Stuttgart.

The Differentiation of a Secondary Magma through Gravitative Adjustment.

By Reginald A. Daly, Ottawa, Canada.*)

(With 2 textfigures.)

Introduction: the dependence of petrology upon structural geology.

Sooner or later experience must teach every careful field student of gneous rocks the truth of the principle of magmatic differentiation. That principle is, indeed, so generally accepted by petrologists that it may be

*) Published by permission of the Commissioner for Canada, International Boundary Surveys.



considered as a permanent acquisition in the theory of their science. Yet it is a long step from the recognition of the doctrine to its application to the origin of igneous rocks as actually found in the earth's crust. The principle becomes really fruitful, in fact becomes first completely understood and realized, when certain chief problems have been solved.

Among those problems there are naturally three that are fundamental. Only after they are solved has petrology done that which it has set out to do, namely, determine, under the difficult conditions of earth study, the true nature and genesis of rocks. The first insistent question is, in every case, what was the magmatic mixture or matrix from which the material of the existing rock-mass or rock-masses was produced through differentiation? The second question is, how far did the differentiating process operate? The third insistent question is, what was the process of differentiation itself?

All three problems are interdependent and involve a study in structural geology. They cannot be solved simply by acquiring even the fullest information to be derived from single plutonic contacts, nor, as a rule, from such as may be derived from entire ground-plan contact lines. On the other hand, it is necessary that, more or less completely, the petrologist shall know his magma chamber as the chemist or metallurgist knows his crucible. No student of fused slags can obtain safe results from the profoundest examination of merely one surface or one section of the fused product. He must think in three dimensions. In the same way, the petrologist attempting to unravel the complex history of a magma chamber, should, ideally, know its general shape, size and contents as well as the method by which the chamber has been opened within the earth's crust. Until these conditions are fulfilled his problem of rock-genesis through magmatic differentiation must remain wholly or in part indeterminate.

The geologist knows how hard those conditions are. He is dependent upon erosion's rendering his contacts accessible; yet erosion destroys surfaces of contact. He can find no bottom to the chamber of stock or of

batholith, though large-scale differentiation is most commonly evinced in stocks and batholiths. It is not to be wondered at that, notwithstanding the great number of described instances of magmatic differentiation, the phenomenon itself is so little understood or that the origin of the igneous rocks is still shrouded in the mists of hypothesis. In view of the difficulties surrounding the study, the discovery of single cases where the requisite field conditions are tolerably well fulfilled, merits special statement. Descriptions of bodies differentiated in chambers of known form are in the highest degree rare. Nevertheless, it is precisely in the light of these rare cases that the laws of differentation can be most intelligently discussed.

Such an instance is described in this paper. It refers to an exceptionally clear example of differentiation within a magmatic chamber, the crystallized contents of which can now be examined from top to bottom of the chamber. The form and geological relations of the chamber are sufficiently well determined to serve for the discussion of the magmatic problem. The general nature of the magma whence differentiation has evolved the existing igneous rocks is believed to be deducible from the field and chemical relations. That compound magma was itself derived, owing its composition to the digestion or solution of acid sedimentary rocks in an original gabbro magma. Finally, the facts seem indisputable as to the nature of the method by which the differentiation took place. The splitting of the magma may have roughly followed eutectic laws, but the actual segregation of the sub-magmas appears to have been directed by gravity, producing simple stratification in the chamber. The less dense sub-magma of splitting overlies the denser sub-magma of splitting.

A note on the Moyie Sill, the example to be discussed in the following pages, was published in the American Journal of Science, September, 1905, p. 185. In that paper stress was laid upon the repeated occurrence of similar phenomena in other regions. The comparison need not here be repeated, although its value is evidently of primary importance to the main

conclusions regarding the mode of rock-genesis common to all the occurences. The present paper will be occupied more strictly with the Moyie Sill rocks of which Professor M. Dittrich and Mr. M. J. Connor have made chemical analyses additional to those published in the earlier paper. The new information derived from these analyses as well as from supplementary microscopic study goes far towards corroborating the views originally held by the writer.

General Geology of the Purcell Mountain Range.

During the field season of 1904 the writer developed a geological structure section along the 49th Parallel of latitude between Port Hill, Idaho, and Gateway, Montana, the two points where the Kootenay River crosses the boundary line between Canada and the United States. It was found that the mountains traversed by the section — the Purcell Range — are for the most part composed of two very thick siliceous sedimentary formations. The two are conformable and, while locally unfossiliferous, seem to be the stratigraphic equivalents of Cambrian and pre-Cambrian sedimentaries in the Rocky Mountains proper.

The lower formation has been called the Creston quartzite. It is a remarkably homogeneous, highly indurated, light-gray to medium-gray sandstone, generally thick-platy in structure but occasionally interrupted by thin intercalations of argillaceous material. The dominant rock is composed of quartz, feldspars and micas. The total thickness of the formation is at least 2670 meters in the vicinity of Port Hill; its base was not directly observed.

Immediately overlying the Creston quartzite is the conformable Kitchener quartzite which shows a minimum thickness of 1950 meters. This formation is distinguished from the Creston quartzite chiefly by the rusty colour of the outcrops, by thinner bedding, and by a greater proportion of micaceous cement once somewhat argillaceous. The old sandstone is also notably

feldspathic and, like the Creston quartzite, often approaches a true arkose in composition.

Dark-coloured red, brown and gray shales with thin intercalations of gray quartzite conformably overlie the Kitchener quartzite. The series, totalling 1050 meters in thickness, has been grouped under the name of the Moyie argillite. The formation appears but twice in the section and then only in comparatively small areas.

This great group of formations has been strongly dislocated in the building of the mountains. A few open folds broken by faults appear in the eastern half of the belt, but the deformation has been due in general to the tilting of monoclinal blocks separated by normal faults and, more rarely, by thrusts. The tilting of the beds ranges through all angles up to verticality, but the average dip is less than forty-five degrees. In consequence of the deformation and subsequent denudation the edges of more than 5600 meters of well-bedded ancient sediments are now exposed. There have also come to light a number of thick sills of gabbro intruded at various horizons into the Kitchener quartzite and the upper part of the Creston quartzite.

The intrusion and crystallization of the gabbro are believed to have taken place before the upturning of the sedimentaries. One leading evidence for this is found in the existence of a conspicuous sheet of extrusive basic lava occurring at the upper limit of the Kitchener quartzite. The lava is clearly contemporaneous with that quartzite and flowed out over the ripple-marked surface of the sandstone while the latter lay flat on the sea-floor. There is field evidence that this lava flood was fed from one of the basic sills above mentioned. It is believed, therefore, that the intrusion of the sills occurred while the sedimentaries were still essentially in their original position.

The faulting and tilting have repeated the outcrops of certain of the sills. One of the thickest of them has been warped into one of the rare synclinal folds. The thickness of the sills varies from 30 meters to 840 meters.

Petrography of the sills in the Purcell Mountain Range.

The main body of each sill whether thick or thin was found to consist of a nearly constant type of hornblende gabbro. Macroscopically, it is a dark greenish-gray, medium grained rock of gabbroid habit. The principal variations in macroscopic character are due simply to the local coarsening of grain as so commonly seen in gabbros, or, secondly, to the local development of a more hornblendic phase in which feldspar is seen to be comparatively inconspicuous.

Microscopic examination confirmed the field impression of the relative uniformity of the material originally injected into the quartzites. The essential minerals proved to be hornblende and triclinic feldspar; the accessory constituents always include titanite, titaniferous magnetite and apatite with a more or less notable amount of interstitial quartz. Often biotite and, more rarely, orthoclase occur as additional accessories. Epidote, zoisite and chlorite are the chief secondary minerals.

None of these minerals presents unusual characteristics and their description warrants but few words. The hornblende is primary; its colour green, absorption strong ($\mathfrak{b} = \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$). The extinction on the cleavage plate runs from 13° to 14°. These properties and the total analysis of the rock show that it is a type of aluminous hornblende. It is idiomorphic against feldspar. The dominant plagioclase crystals belong to the species Ab_5An_6, but some crystals are zoned with anorthite in the cores. The average feldspar is basic labradorite near Ab_1An_2. The anhedra and minute crystals of magnetite, like the minute apatite needles, are often strikingly rare; titanite with the habit usual in gabbros is abundant. No pyroxenic mineral has been discovered in any phase of the rock, even in that which is quite fresh.

The following analysis, "Phase B", illustrates the chemical composition of the comparatively fresh gabbro from a sill outcropping about 13 kilometers east of the Moyie River. It may be taken to represent closely the normal rock of the sills.

Phase B.

SiO_2	51.92 %
TiO_2	.83
Al_2O_3	14.13
Fe_2O_3	2.97
FeO	6.92
MnO	.14
MgO	8.22
CaO	11.53
Na_2O	1.38
K_2O	.47
H_2O below 110° C	.10
H_2O over 110° C	1.07
P_2O_5	.04
CO_2	.06
	99.78
Sp. Gr.	3.000

Analyst: Professor Dittrich.

A fairly accurate optical determination of the weight percentages among the principal mineral constituents gave the result:

Hornblende	58.7 %
Labradorite	34.8
Quartz	4.0
Titanite and magnetite .	1.4
Biotite	.9
Apatite	.2
	100.0

The two tables indicate that the rock is not a common type of gabbro. Calculation shows that the hornblende is of an unusually acid type and is low in alumina, with lime, magnesia and total iron oxides present in about equal amounts. The composition of the specially abundant amphibole and the presence of the accessory quartz chiefly explain the high acidity of the rock as a whole and also the comparative poverty in alumina. The rock is,

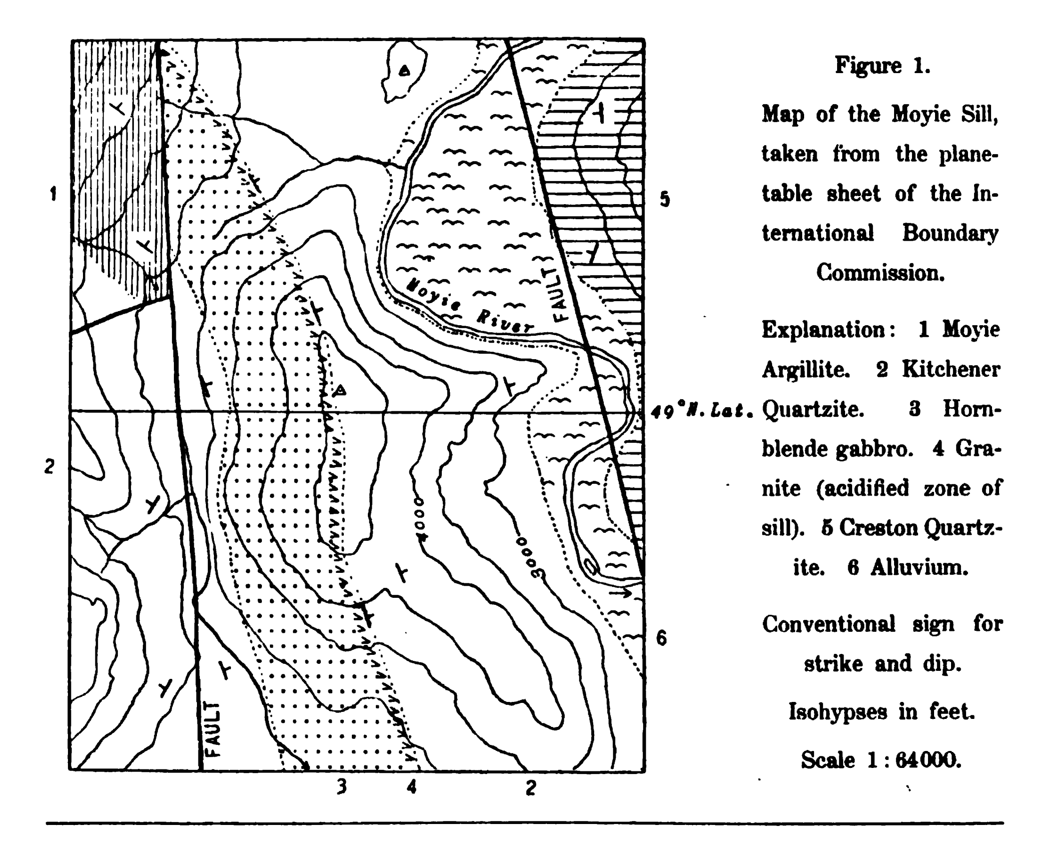


Figure 1.

Map of the Moyie Sill, taken from the plane-table sheet of the International Boundary Commission.

Explanation: 1 Moyie Argillite. 2 Kitchener Quartzite. 3 Hornblende gabbro. 4 Granite (acidified zone of sill). 5 Creston Quartzite. 6 Alluvium.

Conventional sign for strike and dip.

Isohypses in feet.

Scale 1 : 64000.

thus, to be classed among the hornblende gabbros and yet must be regarded as an abnormal variety in that class. As already indicated, this abnormality persists in the average rock of all these great intrusive bodies.

The Moyie Sill — its petrography.

Within each one of the thicker sills, however, there is a systematic variation in composition. It is most striking in the case of the greatest of all the intrusions, that of the Moyie Sill. Its situation and relations are shown in Fig. 1 and 2.

Though the thickness of this sill is so great — 840 meters — the body is best described as a true sill or intrusive sheet. It preserves a nearly constant thickness for the 9500 meters through which the respective

contacts have been followed in the field. A sill of similarly great thickness outcrops on a large scale about 14 kilometers to the westward and it is very possible that it is the Moyie Sill merely repeated by the strong block-faulting characteristic of the region. In any case the Moyie intrusive body has not the local development, the ground plan or sections of a typical laccolith. If its whole extent were known, it might prove to be of a form transitional between sill and laccolith. It will be seen, however, that, for the purposes of the following argument, a decision as to this matter of classification is not necessary. Of much greater importance is the fact that from end to end of the part of the sill mapped in Fig. 1, the exposure of the intrusive body is exceptionally perfect. Two complete sections were made across it and the writer feels reasonably certain from less full observations made at yet other points that the phenomena to be noted are not only duplicated on the two complete sections but characterize the whole exposure of the sill.

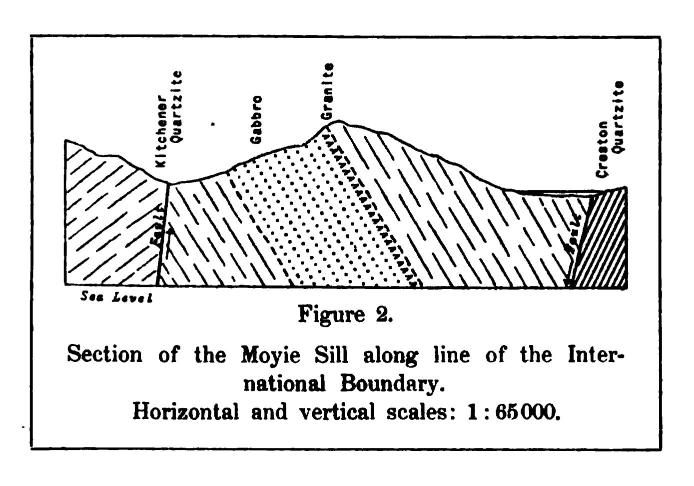


Figure 2.
Section of the Moyie Sill along line of the International Boundary.
Horizontal and vertical scales: 1 : 65000.

The one section was made exactly on the line of the international boundary (Fig. 2), the other along a wagon-road following the meridional valley west of the isolated mountain shown in Fig. 1. It was found in each case that, at the upper sill-contact, the igneous rock showed a remarkable variation from the usual type just described. For an average distance of about 45 meters measured perpendicularly from that contact, the sill-rock was, even in the field, at once referred to a species far removed from the gabbros. It evidently represented an acid, granitic zone in the sill.

The acid rock is gray, much lighter in tint than the gabbro, and without the deep green cast of the latter. The grain varies from quite fine to medium. Very often roundish fragments of bluish, opalescent quartz interrupt the continuity of the rock. These are considered to be of exotic origin as they were seen to graduate in size into larger block-fragments of quartzite (xenoliths) shattered of from the sill-contacts.

In order to determine the average composition of the acid zone and to show the approximate limits of lithological variation within it, fresh specimens were taken at three points in the section following the wagon-road. They were collected at respectively 4.5, 12 and 15 meters from the upper contact with the quartzite.

The specimen taken at 4.5 meters from the contact, and representing what may be called Phase E, has the macroscopic appearance of a finely granular gray granite. In thin section it is seen to be a micropegmatite with a hypidiomorphic granular structure sporadically developed in many parts of the section. The crystallization is confused and does not show the regular sequence of true granites. The essential constituents are quartz, micropegmatite, microperthite, orthoclase, oligoclase-andesine and biotite; the accessories include titaniferous magnetite, a little titanite and minute acicular crystals of apatite and rarer zircons. The characters of all these minerals are those normally belonging to common granites. The chemical analysis of the rock shows the mica to be magnesian.

A striking feature of this, as of the other phases of the acid rock, is the advanced alteration of the feldspars which are usually filled with dust-like aggregates of epidote, kaolin and muscovite. This alteration is believed to be due to magmatic after-action, probably the result of the expulsion of vapours during the solidification of the underlying gabbro.

The calculation of the quantitative mineralogical composition of the rock has been attempted by the Rosiwal method. In the process the secondary products were neglected and the feldspars were arbitrarily regarded as fresh.

The inaccuracy of the result is manifest but it does not affect the value of the comparison among all the phases of the sill. Especially between the gabbro and the acid zone the contrasts of quality emerge with the same clearness and certainty as characterize the related contrasts established in the chemical analyses.

The total chemical analysis of this Phase E is here given:

SiO_2	71.69 %
TiO_2	.59
Al_2O_3	13.29
Fe_2O_3	.83
FeO	4.23
MnO	.09
MgO	1.28
CaO	1.66
Na_2O	2.48
K_2O	2.37
H_2O below 110° C	.14
H_2O over 110° C	1.31
P_2O_5	.07
CO_2	.13
	100.16
Sp. Gr.	2.773

Analyst: Professor Dittrich.

The most evident peculiarity is the low total for the alkalies; it accords with the relatively small proportion of feldspar present. Notwithstanding the abundance of free quartz the silica percentage is kept low by the comparative richness in biotite and by the magmatic alteration of the rock. The estimate of the mineralogical composition gave the following result in weight percentages:

Quartz	41.6 %
Sodiferous orthoclase	32.5
Biotite	15.2
Muscovite	4.6
Microperthite	3.9
Oligoclase	1.0
Magnetite	1.0
Apatite	.2
	100.0

The second analyzed specimen of the acid zone, Phase D, is that collected at the point 12 meters from the upper sill-contact. It is closely allied in composition to the phase just described and is chiefly distinguished from the latter by a coarser grain and a different structure. Microscopic examination shows this rock to be eugranitic (hypidiomorphic granular) with small isolated areas of the micrographic intergrowth of quartz and feldspar. The constituents are nearly the same as in Phase E. Here, however, muscovite is an accessory so rare as not to enter the table of quantitative mineral proportions. True soda-orthoclase replaces nearly all the microperthite of the micropegmatitic facies. Calcite enters the list of secondary minerals.

The chemical analysis of Phase D is as follows:

SiO_2	72.42 %
TiO_2	.68
Al_2O_3	10.47
Fe_2O_3	.83
FeO	5.50
MnO	.16
MgO	.41
CaO	2.53
Na_2O	1.93
K_2O	2.94
H_2O below 110° C	.06
	97.93

	97.93 %
H_2O over 110° C	1.11
P_2O_5	.11
CO_2	.61
	99.76
Sp. Gr.	2.784

Analyst: Professor Dittrich.

The corresponding mineral composition in weight percentages was roughly determined thus:

Quartz	46.0 %
Soda-orthoclase	29.1
Biotite	22.0
Oligoclase	1.5
Magnetite	.5
Apatite	.5
Calcite	.4
	100.0

The high proportion of quartz, the very low percentages of the alkalies, yet lower than in Phase E, and the low percentage of alumina indicate that we have here again, as in Phase E, a quite abnormal kind of granite.

The Phase D′, collected at the point 15 meters from the upper sill-contact is unusually quartzose. It has nearly the same qualitative composition as Phase D but the structure is more like that of Phase E, being essentially that of a rather coarse-grained micropegmatite. The optical method gave the following weight percentages for the different constituents:

Quartz	57.1 %
Sodiferous orthoclase	24.9
Biotite	8.9
Muscovite	3.2
Calcite	2.5
Magnetite	1.9
Oligoclase	1.5
	100.0

It is clear that there is notable variation in the composition of the whole acid zone as represented in Phases E, D and D′. The apparently regular increase in acidity in the zone from above downwards is fortuitous. The zone is in reality irregularly streaked in many such phases carrying variable proportions of the mineral and oxide constituents. Whatever the cause, the magma of the acid zone was not homogeneous at the time of its solidification. To that fact is doubtless to be related the confused, rapid crystallization of the essential mineral constituents.

On the other hand, the rock of the acid zone in all its phases belongs to the granite family and stands at all points in contrast with the gabbro, the main constituent of the sill. Field and optical study show that the great body of this gabbro has the chemical composition already described as belonging to the sill gabbro occurring generally throughout the region i. e., Phase B. So evident was this fact that it was considered unnecessary to have the normal Moyie Sill gabbro specially analyzed. To appreciate the fundamental dissimilarity of the acid rock and the gabbro it is only necessary to glance at the tables of chemical and mineralogical analyses (Tables I. and II.).

Between the acid zone and the normal gabbro is an intermediate, transitional zone represented by Phase C, collected at a point 60 meters from the upper sill-contact.

Macroscopically, Phase C is quite closely similar to the normal gabbro. It is a dark greenish gray, granular rock of basic habit. Its essential minerals are hornblende, biotite and andesine; the accessories, quartz, orthoclase, titanite, titaniferous magnetite and apatite. The secondary minerals are zoisite, kaolin and epidote. The structure of the rock is in general the hypidiomorphic granular but local areas of micropegmatite are common in the section.

The total analysis of this phase gave the following result:

SiO_2	52.63%
TiO_2	.62
Al_2O_3	16.76
Fe_2O_3	2.86
FeO	10.74
MnO	.38
MgO	4.33
CaO	6.17
Na_2O	1.41
K_2O	2.29
H_2O below 110° C	.12
H_2O over 110° C	1.17
P_2O_5	.33
CO_2	.10
	99.91
Sp. Gr.	3.020

Analyst: Professor Dittrich.

The quantitative mineral composition by weight percentages was determined (orthoclase not separately estimated but included in the andesine) thus:

Hornblende	49.4%
Biotite	22.0
Andesine	16.5
Quartz	11.7
Apatite	.3
Magnetite	.1
	100.0

The abundant biotite and quartz go far to explain the differences between the chemical analysis here and that of the normal gabbro. It also appears from the analysis that the hornblende is here unusually aluminous. Chemically considered this intermediate rock has its nearest relatives among the diorites; yet the low feldspar content forbids our placing this rock variety in that family. Like both the gabbro and the granite it is an anomalous type.

Such are the conditions at the upper zone of contact within the great

sill. Vastly different are those at the lower contact. In the field it is almost impossible to say that there is even the slightest systematic change, other than in a certain diminution of grain, as one passes downward in the sill. Crossing the thoroughly gabbroid rock for more than 700 meters of sill-thickness, the observer comes abruptly upon the quartzite without meeting any evident zone of acid igneous rock.

Yet microscopic and chemical study of the lower internal zone of contact shows that here, too, the rock is not quite the normal gabbro. Phase A was collected at a point 9 meters perpendicularly from the lower surface of contact. In macroscopic appearance and internal structure it is not markedly different from the normal gabbro. The essential minerals are hornblende and labradorite; the accessories, quartz, potash feldspar, titanite, magnetite. Zoisite, kaolin and much chlorite are the secondary constituents.

Chemical analysis of Phase A gave the following result:

SiO_2	52.94%
TiO_2	.73
Al_2O_3	14.22
Fe_2O_3	2.08
FeO	8.11
MnO	.35
MgO	6.99
CaO	10.92
Na_2O	1.40
K_2O	.49
H_2O below 110° C	.12
H_2O over 110° C	1.56
P_2O_5	.08
	99.99
Sp. Gr.	2.980

Analyst: Professor Dittrich.

The corresponding mineral composition in weight percentages is roughly as follows:

Hornblende	54.8 %
Labradorite	25.6
Chlorite	11.0
Quartz	6.3
Titanite	2.0
Magnetite	.3
	100.0

On account of some alteration in the rock, it was found difficult to distinguish with certainty the small amount of alkaline feldspar; which has, accordingly, been entered in the total for labradorite.

At the perpendicular distance of 60 meters from the lower contact a related specimen was collected which may be called Phase A′. It is somewhat fresher than Phase A and gave the weight percentages thus:

Hornblende	42.9 %
Quartz	22.8
Andesine	18.5
Biotite	6.6
Sodiferous orthoclase	5.5
Titanite	3.7
	100.0

The comparison of these two phases with the normal gabbro, Phase B, indicates the subordinate yet certain acidification of the sill-rock for at least 60 meters from the lower sill-contact. This lower contact zone thus tends to approach the intermediate rock, Phase C, in mineralogical and chemical constitution.

Résumé.

As a convenient summary of the foregoing description, the mineralogical and chemical analyses of the different phases have been assembled in Tables I. and II.

Table I.

Weight percentages of minerals as determined by the Rosiwal method.

	A	A′	B	C	D′	D	E
Hornblende	54.8	42.9	58.7	49.4	—	—	—
Biotite	—	6.6	.9	22.0	8.9	22.0	15.2
Labradorite, $Ab_1 An_1 — Ab_1 An_2$	25.6	—	34.8	—	—	—	—
Andesine, $Ab_4 An_3$	—	18.5	—	16.5	—	—	—
Oligoclase, $Ab_2 An_1$	—	—	—	—	1.5	1.5	1.0
Soda-bearing orthoclase . . .	—	5.5	—	—	24.9	29.1	32.5
Microperthite	—	—	—	—	—	—	3.9
Quartz	6.3	22.8	4.0	11.7	57.1	46.0	41.6
Muscovite	—	—	—	—	3.2	—	4.6
Apatite	—	—	.2	.3	—	.5	.2
Titanite	2.0	3.7	1.4	—	—	—	—
Magnetite	.3	—	—	.1	1.9	.5	1.0
Chlorite	11.0	—	—	—	—	—	—
Calcite	—	—	—	—	2.5	.4	—

The total is 100.0 in each case.

Phase A 9 meters from lower contact, Moyie Sill
» A′ 60 meters » » » » »
» B Normal unacidified gabbro, equivalent of main mass of the Moyie Sill
» C Intermediate rock, 60 meters from upper contact, Moyie Sill
» D′ Acid rock, 15 meters from upper contact, Moyie Sill
» D Acid rock, 12 meters » » » » »
» E Acid rock, 4.5 meters » » » » »

Phases A and A′ belong to a lowermost zone of slight acidification. The basic Phase B constitutes the bulk of the sill. Next above the basic zone is a shallow zone of intermediate rock, Phase C, itself overlain by the fourth principal zone of highly acid rock represented by Phases D′, D and E.

Corresponding to the foregoing tables, item for item, is the table of specific gravities (Table III.)

Table II.

Chemical analyses, Moyie Sill phases.

	A	B	C	D	E
SiO_2	52.94	51.92	52.63	72.42	71.69
TiO_2	.73	.83	.62	.68	.59
Al_2O_3	14.22	14.13	16.76	10.47	13.29
Fe_2O_3	2.08	2.97	2.86	.83	.83
FeO	8.11	6.92	10.74	5.50	4.23
MnO	.35	.14	.38	.16	.09
MgO	6.99	8.22	4.33	.41	1.28
CaO	10.92	11.53	6.17	2.53	1.66
Na_2O	1.40	1.38	1.41	1.93	2.48
K_2O	.49	.47	2.29	2.94	2.37
H_2O below 110° C	.12	.10	.12	.06	.14
H_2O over 110° C	1.56	1.07	1.17	1.11	1.31
P_2O_5	.08	.04	.33	.11	.07
CO_2	—	.06	.10	.61	.13
	99.99	99.78	99.91	99.76	100.16

Table III.

	Spec. Grav. (15° C.)
Phase E	2.773
» D	2.784
» D'	2.800
Average for granite zone, about	2.790
Phase C	3.020
» B, average about	3.025
» A'	2.967
» A (too low, as rock is altered somewhat)	2.980

Origin of the Acid Zone.

The critical point of the present paper is the explanation of this peculiarly stratified condition of the Moyie Sill. The question is synonymous with that of the origin of the acid zone. As for the main body of the igneous rock, there is little doubt that its intrusion occurred quite in the manner usual for

basic intrusive sheets. It may be assumed from such facts as the great horizontal extent of the sill and, secondly, the ease of diffusion within the gabbro, that the basic magma was fluid at the time of intrusion. The fluidity may have been of a high order.

Among all the conceived hypotheses as to the origin of the acid zone, the writer has been forced to retain one as the best qualified to elucidate the facts in this one case of the Moyie Sill. More important still, this hypothesis better than any of the others, affords a coherent, fruitful and, it seems, satisfactory explanation of similar occurrences in other parts of the world. The view adopted includes what has been called "the assimilation-differentiation theory". The acid zone is thereby conceived as due to the digestion and assimilation of the acid sediments at both upper and lower contacts with the concomitant segregation of most of the assimilated material along the upper contact. The statement of the hypothesis naturally falls into two parts: — first, as to the evidences for assimilation; secondly, as to those favoring the special kind of differentiation involved.

Evidences for Assimilation.

1. Of primary importance in this connection is, of course, the composition of the sediments invaded by the original magma. One of the most noteworthy features of the huge series of conformable strata in the Creston-Kitchener series in this particular district is the marvellous homogeneity of the whole group. Hence it is that the study of comparatively few type specimens from these rocks can give a very tolerable idea of the average constitution of the quartzites. As already indicated, even the division into the two great sub-groups, Creston and Kitchener, is founded on but subordinate details of composition. Single beds typical of the Creston occur interleaved in the Kitchener and occasionally rusty beds are intercalated in the Creston series. In both series the average rock is a quartzite, always micaceous and often decidedly feldspathic. Many of the (Kitchener) strata immediately above

and below the Moyie Sill are seen, under the microscope, to have a composition essentially identical with that of typical Creston quartzite. It is, therefore, justifiable to use the chemical analysis of this latter rock in the attempt to evaluate the constitution of the sedimentary group invaded by the gabbro.

Professor Dittrich has analyzed such a type specimen collected several kilometers to the westward of the Moyie River. It is a very hard, light gray, fine-grained to compact, metamorphic sandstone breaking with a subconchoidal fracture and sonorous ring under the hammer. The hand-specimen shows glints of light reflected from the cleavage-faces of minute feldspars scattered through the dominant quartz. A faint greenish hue is given to the rock by the disseminated mica. This rock occurs in great thick-platy outcrops, the individual beds running from a meter to three meters or more in thickness. Occasionally a notable increase in dark mica and iron ore is seen in thin, darker-colored intercalations of quartzite. Ripple-marked surfaces are sometimes found, though they are not so common as in the overlying Kitchener quartzite.

In thin section this characteristic Creston quartzite is found to be chiefly composed of quartz, feldspar and mica, all interlocking in the manner usual with such old sandstones. The clastic form of the mineral grains has been largely lost during the regional metamorphism. The feldspars are orthoclase, microcline, microperthite, oligoclase and probably albite. The mica is biotite and muscovite, the latter either well developed in plates or occurring with shreddy, sericitic habit. The biotite is the more abundant of the two micas. Subordinate constituents are titanite in anhedra, with less abundant titaniferous magnetite and a few grains of epidote and zoisite.

The chemical analysis (Table IV., Col. 1) shows a notably high proportion of alkalies, and therewith the importance of the feldspathic constituents, especially of the albite molecule which alone holds about 15 % of the silica in combination.

Table IV.

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO_2	82.10	76.90	74.23	79.50	72.05
TiO_2	.40	.35	.58	.38	.63
Al_2O_3	8.86	11.25	13.23	10.13	11.88
Fe_2O_3	.49	.69	.84	.59	.83
FeO	1.38	3.04	2.65	2.21	4.87
MnO	.03	.02	.07	.02	.12
MgO	.56	1.01	1.02	.78	.85
CaO	.82	.88	1.13	.85	2.10
SrO	—	—	Tr	—	—
Na_2O	2.51	3.28	2.78	2.89	2.20
K_2O	2.41	1.36	2.66	1.89	2.66
H_2O below 110° C	.05	.20	.08	.12	.10
H_2O above 110° C	.37	1.20	.81	.78	1.21
CO_2	—	Tr	.08	—	.37
P_2O_5	.04	.15	—	.02	.09
	100.02	100.33	100.16	100.16	99.96
Sp. Gr.	2.681	2.680	2.754	2.680	2.790

1. Type specimen of Creston Quartzite. Analyst: Prof. Dittrich
2. Type specimen of Kitchener Quartzite. Analyst: Mr. Connor
3. Specimen of Kitchener Quartzite from contact zone, Moyie Sill. Analyst: Prof. Dittrich
4. Average of analyses 1. and 2.
5. Average of analyses D and E, types of acid zone, Moyie Sill.

Mr. Connor has analyzed a specimen collected as a type of the Kitchener quartzite itself. It was taken from a point about 150 meters measured perpendicularly from the upper contact of the Moyie Sill and this specimen represents what appears to be the average quartzite both above and below the sill. The rock is rusty-brown on the natural outcrop and on joint-planes, but is light gray on the fresh fracture. It is rather thin-bedded, the thin individual strata being grouped in strong, thick plates sometimes rivalling

in massiveness the beds of the Creston quarzite. Some cross-bedding and a few ripple-marks were observed.

The thin section discloses a fine-grained interlocking aggregate of quartz grains cemented with abundant grains of feldspar and mica. The feldspar is so far altered to kaolin and other secondary products that it is most difficult of accurate determination. One or two small grains only exhibit polysynthetic twinning and the preliminary study referred practically all the feldspar to the potash group. Mr. Connor's analysis shows conclusively, however, that soda feldspar is really dominant. The analysis was most carefully performed, the second complete determination of the alkalies agreeing very closely with the first. Supplementary optical study of the rock has pointed to the probability that pure albite as well as highly sodiferus orthoclase are present. Quartz makes up about 60% of the rock and feldspar from 25 to 30%. Biotite both fresh and chloritized is the chief mica; sericite is here quite rare. Colorless epidote is the principal accessory; titanite, magnetite, apatite, a few zircons and pyrite crystals are the remaining constituents.

The analysis is given in Table IV., Col. 2. Col. 4 of the same table shows the average of Cols. 1. and 2. and may be taken as nearly representing the average chemical composition of the quartzite invaded by the Moyie Sill. This average may be at once compared with that of the two analyses from the granite zone of the sill, represented in Col. 5. The general similarity of the two averages is manifest. There is clear chemical proof that the greater proportion of the elements in the granite could have been derived directly by fusion of the quartzite.

That conclusion has been enforced by an examination of the exomorphic contact-zone at the upper limit of the sill. For the perpendicular distance of at least 20 meters from the upper surface of contact, the quartzite has been intensely metamorphosed. The rock is here vitreous, lightened in colour-tint, and exceedingly hard. Under the microscope the clastic structure is seen to have totally disappeared. Recrystallization is the rule. It

takes the form of poikilitic or of micrographic intergrowth of quartz with various feldspars, along with the development of abundant well crystallized biotite and (less)muscovite. The feldspar is chiefly microperthite and orthoclase the latter often, perhaps always, sodiferous. Albite in independent, twinned grains of small size seems certainly determined by various optical tests. Innumerable, minute grains of zoisite and epidote occur as dust clouding the feldspars, micropegmatitic intergrowths, and even the quartz. Scattered anhedra of magnetite and small crystals of anatase and apatite are rather rare constituents.

The chemical analysis of this highly metamorphosed quartzite is entered in Col. 3., Table IV. In the preliminary study of the sill it was considered as probable that the quartzite had been somewhat feldspathized during the metamorphism, but the critical analyses seem hardly to bear out any certain conclusion on that point. The analysis shows that in several respects the metamorphosed rock is intermediate in composition between the granite of the sill and the unaltered quartzite. It should not be forgotten, however, that there is a perfectly sharp line of contact between the granite and this metamorphosed zone of the quartzite. The former rock has been in complete fusion; the latter rock still preserves its bedded structure.

The net result of the foregoing mineralogical and chemical comparisons affords good grounds for believing that the striking similarity of granite and quartzite is really due to a kind of consanguinity; that the igneous rock is due to the fusion of the sediment.

2. Granting that conclusion, there seems no other course open than to attribute the heat of fusion to the sill gabbro. A second test of the assimilation theory is suggested. This theory involves the assumption of sufficient heat to perform the work of fusion. It is, hence, an indication of great value that there is some acidification of the respective upper-contact zones in all of the six different sill-outcrops optically studied in the 85 kilometer stretch from Port Hill to Gateway; yet that this acidification is in

general in a direct proportion to the thickness of the sills. The Moyie Sill has at least four times the thickness of any other of the intrusive bodies. Presumably, therefore, its store of heat was much the greatest and its capacity for energetic contact-action much the largest. As a matter of fact, the Moyie Sill is the only sill bearing the truly granitic phase. The other sills are also somewhat more acid at their upper contacts than at their respective lower contacts, but the rock throughout is of gabbroid habit. The acidification in these cases has led to the development of abundant interstitial and poikilitic quartz, abundant biotite and less abundant alkaline feldspar in the hornblende-plagioclase rock. The rock of the acidified zones is here very similar to, if not identical with, the intermediate rock, Phase C, of the Moyie Sill. The acidification is relatively slight because these sills have been more rapidly chilled than the huge Moyie body. This point is based on deductive reasoning but it is no less positively in favour of the assimilation theory than the testimony of chemical comparison between the acid zone and the sediments.

3. There is, finally, direct field evidence that the Moyie gabbro has actually digested some of the quartzite. Along both the lower and upper contacts and, less often, within the main mass of the sill, fragments of the quartzite are to be found. These blocks have sharp contacts with the gabbro, but, none the less, they have the appearance of having suffered loss of volume through the solvent action of the magma. This phenomenon is quite familiar at intrusive contacts; its significance is only properly appreciated if one remembers that the visible effects of digestion are in but a small ratio to the total solvent effects wrought by the magma in its earlier, more energetic, because hotter, condition. It is not a violent assumption to consider that many quartzite blocks have thus been completely digested in the original gabbro magma. The product of this digestion is not now evenly disseminated through the crystallized gabbro, which except near its upper and lower contacts is very nearly identical in composition with the unacidified gabbro

occurring elsewhere in the district. No conclusion seems more probable than that the material of the dissolved blocks is now for the most part resident in the acid zone at the upper contact. The same view holds for the perhaps much more voluminous material dissolved by the magma at the main contacts themselves. The excess of acid material at the lower contact was held there because of the viscosity of the magma in its final, cooling stage. For the greater bulk of the digested material there has been, it appears, a vertical transfer upwards, a continuous cleansing of the foreign material from the basic magma.

The Differentiation.

In a word, there are reasons for concluding that the peculiar granitic zone at the top of the Moyie Sill is the immediate result of a special kind of differentiation, The composition of the original basic magma has been temporarily changed by the assimilation of quartzite; yet simultaneously gravitative adjustment has nearly restored the original composition, as the acid, assimilated material rose through the denser gabbro magma to the top of the sill. That the required differences of density were present is reasonably deduced from the specific gravities taken at critical points in the sill cross-section (Table III.) The table shows that the sill is quite systematically stratified in the sense required by this hypothesis. The crystallized phases of the sill show contrasts of density which undoubtedly existed in the final molten stage of the sill's history. (Cf American Journal of Science, Vol. XV., April, 1903, p. 279).

Yet the process of differentiation may not have been purely physical, i. e., due simply to density stratification. The granite seems to carry more ferrous iron and lime and probably a little more alumina than the average quartzite. By the simplest supposition the increase in these oxides is to be attributed to robbery from the original magma. The volume of the gabbro is so immense that its total constitution has been but slightly, perhaps quite indiscernibly, affected by such abstraction.

Tests of the Assimilation-Differentiation Hypothesis.

Apart from its intrinsic merits, the foregoing solution of the Moyie Sill problem should obviously be tested in two ways. Other explanations need valuation and comparison with that hypothesis. Secondly, if the solution is correct, it might be expected to explain other similar rock-occurences if any such exist and to undergo either rejection or corroboration as the hypothesis matches all the facts concerning those other examples.

Alternative Hypotheses.

The various possible suggestions as to the origin of the acid zone in the Moyie Sill include, besides the favoured one, the following:

a) The zone may be conceived to have been an independent intrusion, either younger or older than the gabbro. This view is negatived by the field relations. There is an entire absence of any clear-cut contact surface between the granite and gabbro which, on the contrary, are completely transitional to each other through the zone of intermediate rock. This intimate relation is of a different order from that sometimes observed in a belt of welding between two masses of successive igneous intrusion. That the intermediate rock is due to an interaction between gabbro and quartzite is plainly indicated by the existence of zones of similar rock along the contacts of the thinner sills where there is no intervention of a granite zone.

b) The acid zone may be conceived as due to the simple differentiation of matter originally injected as one thick sill; or

c) to the simple fusion and recrystallization of the quartzite (with or without assimilation by the gabbro magma) along the upper contact only.

These two latter hypotheses have been rather fully examined by the writer in the earlier note on the Moyie Sill. It is unnecessary to restate the grounds of their rejection which must be considered as yet more clearly advisable as those hypotheses are viewed in the light of the new information

supplied by the chemical analyses. The strongest alternative view is, in the writer's opinion, that which attributes the granite-micropegmatite zone to contact fusion along the upper contact only. This view rests on the possibility that original magmatic waters were concentrated along the upper contact and, aided by the heat of the magma, could there specially favour the conversion of the quartzite into a local sheet of secondary magma. The chemical analyses seem to invalidate this hypothesis which is also subject to objection on account of the great rarity of quartz veins or other true mineral veins within the quartzite at the upper sill-contact. Nevertheless. the distribution of "juvenile" waters in intrusive magma offers an important field for investigation.

Other Illustrations.

Similarly, the more positive test of the assimilation-differentiation hypothesis, the witness of other examples in the world, especially those in Minnesota and Ontario, has been rather fully treated of in the former paper.

Summary.

A brief summing up of the whole case may, however, be of service in placing the hypothesis more clearly before the reader of the present sketch.

1. The Moyie intrusive is an enormously thick sill composed in greatest part of a peculiar hornblende gabbro slightly acidified at the lower contact. An equally abnormal biotite granite merging irregularly into micropegmatite forms a zone in the uppermost part of the sill, while a fourth zone of rock intermediate in composition between the granite and gabbro and, on the respective sides, transitional into those rocks, occurs between the thick basic zone and the much thinner granite zone.

2. The sedimentary formation cut by the sill comprises a very thick series of ancient sandstones highly quartzose but generally containing alkaline and soda-lime feldspars and always carrying mica.

3. At the time of intrusion the quartzitic strata lay flat.

4. At both contacts of the sill, the igneous rock contains foreign blocks shattered off from the quartzites. These blocks often show evidence of magmatic corrosion.

5. The field-relations and the chemical and optical study of sill-rocks and quartzites suggest that the material of the granite-micropegmatite zone is of derived origin. Most of that material resulted from the solvent action of the gabbro magma on the quartzite blocks and on the main sill-contacts. Some of the constituent elements of the granite may have been taken from the gabbro which, on account of its superior and great volume, shows no appreciable modification by such loss.

6. The asymmetry of the intrusive body is believed to be owing to the stratification of the sill by the action of gravitative adjustment. The product of assimilation whether at the lower main contact or about quartzite blocks immersed in the gabbro, possessed less density than the gabbro magma, rose through that magma and collected at the top of the sill. The intermediate rock represents a zone of incomplete differentiation.

7. The assimilation and concomitant differentiation are exhibited in other sills of the region, but, on account of the relatively small thickness and consequently smaller share of heat energy possessed by those sills, the action did not develop true granite.

8. Following the solidification of these sills, they were faulted and tilted to their present position in the fault-blocks of the Purcell Mountain Range.

9. More or less perfect parallels to the Moyie Sill have been described by various workers in Minnesota and Ontario. In all of these instances there is the same genetic relation of gabbro, granite and siliceous sediments or schists. An important special feature of the extraordinarily thick and extensive intrusive sheet of the Sudbury district in Ontario is an apparent case of the gravitative differentiation of the famous sulphide ores of that district.



General Application.

The Moyie Sill does not teach much that is absolutely new among the principles of petrology. The main purpose of the writer has been, on the other hand, to emphasize through the witness of an unusually well exposed example in nature, the importance of both magmatic assimilation and magmatic differentiation. The most significant single feature of the Moyie and neighboring sills as of the Minnesota and Ontario intrusives is their evidences of gravitative adjustment in magma. That is the most practical result of the investigation. If the principle is once thoroughly established, it must take a prominent place in petrological theory. This is true whatever be the origin of the magmas from which igneous rocks have been derived. The principle will evidently apply whether a magma were the compound product of assimilation by an earlier magma or whether it were the compound product of fusion through the rising of the isogeotherms in sediments, schists or ancient igneous terranes.

"In the foregoing discussion the secondary origin of certain granites has been deduced from the study of intrusive sills or sheets. It is clearly by no means necessary that the igneous rock body should have the sill form. The wider and more important question is immediately at hand: does the assimilation-differentiation theory apply to truly abyssal contacts? Do the granites of stocks and batholiths sometimes originate in a manner similar or analogous to that outlined for sills?" The writer has briefly noted general reasons affording affirmative answers to these questions. (Cf. American Journal of Science, Vol. XV., 1903, p. 269, Vol. XVI., 1903, p. 107).

"The difficulty of discussing these questions is largely owing to the absence of accessible lower contacts in the average granite body of large size. All the more valuable must be the information derived from intrusive sheets. The comparative rarity of such rock-relations as are described in

this paper does not at all indicate that the corresponding petrogenic events are exceptional. It is manifest that extensive assimilation and differentiation can take place in sills only when the sills are thick, well buried, and originally of high temperature. All these conditions apply to the Moyie case. The phenomena described are relatively rare because thick basic sills cutting acid sediments are comparatively rare.

On the other hand, there are good reasons for believing that a subcrustal gabbroid magma, actually or potentially fluid, is general all around the earth; and, secondly, that the overlying solid rocks are, on the average, crystalline schists and sediments more acid than gabbro. Through local, though widespread and profound assimilation of those acid terranes by the gabbro, accompanied and followed by differentiation, the batholithic granites, syenites etc. may in large part have been derived. True batholiths of gabbro are uncommon, perhaps because batholithic intrusion is always dependent on assimilation.

The theory is applicable to plutonic rocks other than granite, to lavas as well as to intrusive bodies. Demonstration of the truth or error of the theory will doubtless be found in the study of intrusive igneous bodies rather than in the study of volcanoes either ancient or modern. Finally, the fact of "consanguinity" among the igneous rocks of a petrographical province may be due as much to assimilation as to differentiation."

Der Wartenberg bei Geisingen in Baden.

Von Dr. Ernst Becker, Heidelberg.

(Mit einer geologischen Karte.)

Vorrede.

Der Wartenberg bei Geisingen hat zum erstenmal das wissenschaftliche Interesse des Altmeisters der Geologie, Leopold von Buch, auf sich gelenkt, der ihm (L. J. 1832 pag. 224) einige Zeilen widmet, in denen das Vorkommen von *Posidonia Bronni** im anstehenden Basalt erwähnt wird.

Unter späteren Arbeiten, die sich mit dem in Rede stehenden Naturobjekt beschäftigen, sind diejenigen E. Stelzner's** und U. Grubenmann's*** hervorzuheben.

Jenem diente der Basalt des Wartenbergs u. a. als dasjenige Untersuchungsmaterial, auf Grund dessen er seine Studien und Schriften über die Physiographie des Melilithminerals aufgebaut hat. Seitens Grubenmann's wird er im Verein mit den Basalten des Hegau und des Randen zu vergleichenden Studien herangezogen. Letzterem Forscher verdanken wir die einzige bekannte chemische Analyse des Wartenbergbasaltes.

---

* Vergl. Verfassers briefliche Mitteilungen an d. Z. D. G. G., Nov. 1905.
** L. J. 1883. B. B. II. S. 402 u. f.
*** Dissert. 1886. Stud. über d. Basalte des Hegau etc. Zürich (Frauenfeld).

Meine im Herbst 1905 begonnenen Studien und Untersuchungen am Wartenberg, deren Ergebnis in folgendem zum Teil niedergelegt sind, haben in erster Linie als Ziel die Beantwortung der Frage: »Unter welche Art der vulkanischen Eruptionsformen ist der Wartenbergbasalt zu stellen?«

Die Lösung dieser Aufgabe erfordert eine genauere Kenntnis sowohl der von den Eruptionen betroffenen Sedimentformationen am Wartenberg selbst, als auch seiner nächsten Umgebung; ferner eine Beleuchtung der Beziehungen zwischen dem Sediment- und Eruptivmaterial.

Die beigegebene Spezialkarte im Maßstab 1:10000 enthält meine geologische Aufnahme des Berges und ist vom Verfasser angefertigt unter Benutzung einer topographischen Unterlage, welche durch das städtische Bezirksgeometeramt zu Heidelberg hergestellt wurde.

Die Anregung zur Untersuchung des Wartenbergs in bezug auf obige Frage verdanke ich meinem hochverehrten Meister und derzeitigen Chef, dem dieses Jubiläumswerk als Ehrengabe zugedacht ist.

Ich heiße die Gelegenheit willkommen, meinen Gefühlen der aufrichtigsten Dankbarkeit und der tiefsten Verehrung Ausdruck verleihen zu dürfen, indem ich die nachfolgende Arbeit diesem Werke einverleibe.

Bei Vergleich früherer Veröffentlichungen den Wartenberg-Basalt betreffend, drängen sich Widersprüche auf, die eine völlig vorurteilslose Neubearbeitung in petrographischer Beziehung an Hand eines reichlich vorliegenden Untersuchungsmaterials erheischen.

Auf die Beantwortung der zitierten Frage, als einer rein geologischen, dürfte zunächst die genauere Petrographie des Basaltes ohne Belang sein. Letztere Überlegung, sowie der Umstand, daß die petrographische Untersuchung in dem angeführten Sinn bei der kurzen zu Gebote stehenden Zeit erschöpfend nicht durchführbar sei, haben in mir den Entschluß gezeitigt, an dieser Stelle nur die geologische Seite zu berücksichtigen.

Die Ergebnisse meiner bereits begonnenen Untersuchungen in petrographischer Hinsicht sollen den Gegenstand einer späteren Veröffentlichung bilden.

Dezember 1905. Der Verfasser.

Die Umgebung des Wartenberges.

a) Orographisches.

Das topographische Blatt Geisingen (1:25000) umfaßt den südöstlichen Teil des Donaueschinger Beckens, Baar genannt. Es zerfällt in einen westlichen Abschnitt, der etwa drei Viertel des Blattes ausmacht und sich als ein im allgemeinen flaches Gelände darstellt, unterbrochen durch das weit ausgedehnte Donauried und die zugehörigen Erosionsrinnen, kaum jemals tief genug, um den Namen Täler zu verdienen.

Das letzte, östliche Viertel des Blattes ist scharf von jenem Hauptteil geschieden, und zwar an einer Linie, die wir 1 km östlich von Neudingen gezogen denken wollen bis zum Orte Öfingen (Nordostrand des Blattes).

Unmittelbar westlich und in der Mitte dieser Linie vermitteln schwache Erhebungen, die mit ihrer größten Meereshöhe diejenige des Riedes um nur 70 m übertreffen, zwischen den beiden Hauptabschnitten.

Auf dem östlichen derselben erheben sich die verschiedenen Höhen bis zu 950 m über dem Meer.

Vom Himmelberg (942,6) bei Öfingen an bildet ein fast ununterbrochener Höhenzug bis zum Roßberg und Saufang nördlich Geisingen den östlichen Rand des ehemaligen Beckens. Der südliche bezw. südöstliche Abschluß desselben ist auf dem Blatte gekennzeichnet durch die Höhen der sogen. Längen, welche auf dem südlich angrenzenden Blatte Blumberg bis zu dem gleichnamigen Orte ihre Fortsetzung finden.

Die beiden erwähnten randlichen Höhenzüge lassen bei Geisingen ein 1.5—2 km breites Tal zwischen sich, dessen Eingang die Stelle des einst-

maligen Abflusses des Staubeckens und den Beginn des heutigen Donautales darstellt.

Gleichsam wie ein Kastell am Austritt eines Defiles erhebt sich der Wartenbergkegel im Westen des Ortes Geisingen bis zu 848.0 m ü. d. M. und ca. 180 m über dem heutigen Donauspiegel. Die Donau hat sich am Südhange des Wartenbergs eingeschnitten, so daß die Sohle des Flußbettes auf ca. 665 m zu liegen kommt,* und schließt mit ihrem Bogen den Berg von Südwest bis Ost ein. Dort nimmt sie die von Baldingen kommende Köthach auf, deren rechtes Talgehänge ihres Unterlaufs durch die Ost- und Nordostflanken des Berges gebildet werden.

Im Norden überschreitet die Straße Geisingen—Donaueschingen bei Dreilerchen H. P. 718 einen sattelartigen Rücken, welcher die Vermittelung herstellt zwischen dem Wartenberg und den Waldhöhen Unterhölzer (fürstlicher Wildpark). Die südwestlichen Ausläufer jener Parkwaldungen stellen im Verein mit dem dort sehr breiten Donauried (Stockwiesen) den westlichen Abschluß der nächsten Umgebung des Wartenbergs her.

Unser Bergkegel bildet mit seiner Basis eine Ellipse von 3 bezw. 2 km Durchmesser, erhebt sich ziemlich schroff von allen Seiten aus dem angrenzenden Gelände empor und trägt, außer der Waldparzelle Rittersteig am Westabhang, nur an der Spitze, in dem fürstlichen Schloßpark, Waldvegetation.

Die Höhe ist gekrönt mit einem Schloßgebäude, bei dessen Errichtung der natürliche Kulminationspunkt durch eine künstliche Terrassenanlage um 7 m erhöht wurde, so daß wir, um die natürliche Meereshöhe des Wartenbergs zu erhalten, jenen Betrag von der in der topographischen Karte eingetragenen Höhenmarke in Abzug bringen müssen, womit sich die absolute Meereshöhe von 841 m ergibt.

Den Hinweis auf diesen scheinbar gleichgültigen Umstand erachte ich für notwendig mit Rücksicht auf einige später zu erörternde Fragen. 250 m

* Die Höhenkurve 670 fällt zusammen mit der obersten Kante des Flußalluviums.

westlich vom Schloß ragen die ruinenhaften Reste eines kastellartigen Burgbaus empor.

Der außerordentlich großartige und umfassende Rundblick, der dem Besucher des Wartenbergs sich darbietet, wird für den Geologen in seinem Wert noch erhöht durch die günstige Gelegenheit, von hier aus wie aus der Vogelperspektive einen allgemeinen Überblick zu gewinnen, sowohl über die orographischen als auch die stratigraphischen Verhältnisse des vorliegenden Blattes, über die ganze Baar und Schwarzwald bis zum Feldberg- und Triberg-Massiv.

b) Allgemein Geologisches.

Die gleiche Einteilung, wie wir sie für das Blatt Geisingen im vorigen Abschnitt vorgenommen haben, greift auch Platz im Hinblick auf den geologischen Aufbau.

Es kann keineswegs meine Absicht sein, eine eingehende geologische Beschreibung zu geben. Einmal weil es den Rahmen der gestellten Spezialaufgabe weit überschreiten würde und weil ich andererseits mich nicht für berechtigt halte, der demnächst beginnenden staatlichen Aufnahme des Blattes durch die Großherzogliche Geologische Landesanstalt vorzugreifen.

Nur soviel glaube ich hier bringen zu sollen und zu dürfen, als für das Verständnis der Fragen am Wartenberg unmittelbar von Belang ist und soviel, als uns der umfassende Rundblick vom Schloß aus verrät.

Von der westlichen Blattgrenze (Ostausgang von Donaueschingen) an bis zu der früher angenommenen Linie wird das ganze Gebiet von der Liasformation mit ihren sanft ansteigenden Rücken beherrscht. In diesem untersten Teil der Juraformation haben die Donau und die durch sie bedingten Wasserläufe mehr oder weniger tiefe Rinnen, Mulden oder Becken errodiert, um in denselben ihre Alluvionen abzulagern.*

* Die Keuperformation greift nur noch mit unbedeutenden Schollen von Westen her in das Blatt Geisingen über und wird mehrfach unter dem Lias durch Erosionsaufschlüsse sichtbar.

Die Trennungslinie der beiden gegenübergestellten Blattteile ist annähernd identisch mit dem Beginn der Braun-Juraformation, durch deren Auftreten nunmehr bis zum östlichen Blattrande die schroffen Höhenunterschiede gegenüber dem westlichen Teil bedingt werden.

Wie allgemein deuten auch hier die obersten waldbedeckten Teile jener Höhenzüge den Eintritt in den Weiß-Jura an.

Von den dem Wartenberg benachbarten, annähernd gleichwertigen Erhebungen (unter Abrechnung des dort erhaltenen Weiss-Jura) kommen in vorliegender Arbeit vergleichsweise in Betracht: 1. der Kapf im Südwesten, 2. der Hörne-Kapf und Roßberg im Nordosten, 3. der Fürstenbergkegel (Blatt Blumberg) südlich von Neudingen.

Bei den beiden ersteren beginnt der Weiß-Jura etwas über der 800 m Kurve. Der in der Verbindungslinie beider gelegene Wartenberg zeigt von jenem obersten Hauptteil des Jura nur spärliche Reste außerhalb des Ostrandes des Schloßparkes. Der künstlich angelegte Park dürfte zum Teil auf einem Trümmerhaufen von Basaltschutt errichtet sein.

Für den Wartenbergkegel selbst bleibt somit die Braun-Juraformation übrig, die von tertiären Basalteruptionen betroffen wurde.

Das Areal unserer Spezialkarte (1 : 10000) vereinigt folgende geologische Formationen in sich von unten nach oben:

1. Braun-Jura: vollständig;
2. Weiß-Jura: spärliche Reste (Wα der Karte);
3. Tertiäre Basalte: mit Eruptionsbreccien (Juranagelfluh);
4. Diluvium: wenig alte kristalline Schotter;
5. Alluvium: junge Flußablagerungen (Schlick, Sumpf, Torf).

Nach früheren Bemerkungen verbietet sich eine Detail-Beschreibung von Weiß-Jura von selbst wegen seines ungenügenden Vorhandenseins.

Daß Juranagelfluh vertreten war, wird durch zweifellose Fragmente jener Tertiärbildung angezeigt. Obwohl kein Beweis durch anstehende Ablagerungen erbracht werden kann, so lassen die nachweisbaren Schollen von

Nagelfluh und Meeresmolasse auf dem ganzen, benachbarten Randen den Rückschluß zu, daß der Wartenberg kaum allein von jenen Ablagerungen ausgeschlossen gewesen sei.

Auch die Quartärbildungen verlangen eingehendere Untersuchung und Beschreibung, als sie dem Zweck dieser Arbeit dienlich gewesen wären, sollten jedoch von allgemeinem Gesichtspunkte hier Erwähnung finden.

I. Der Braun-Jura des Wartenberges.

Die Kartierung des sedimentären Teils des Wartenbergs ist mit einigen Schwierigkeiten verknüpft, insofern die Aufschlüsse guter Horizonte nicht allzu reichlich vorhanden sind.

Bei weitem am günstigsten liegen die Verhältnisse an der Südwestflanke zwischen dem Weg Gutmadingen (Punkt 668.2) nach Hof-Wartenberg und demjenigen von dem Rittersteigwald nach der Ruine (vgl. Kartentafel).*

Die Betazone ist in Gestalt der Murchisonaebänke genau in ihrer unteren Grenze an der Südostecke des erwähnten Wäldchens bestimmt. Auffallend ist die starke Entwicklung dieser Abteilung, die hier eine Mächtigkeit von fast 20 m erreicht. Um diesen Betrag müssen wir von jener untersten Grenze in die Höhe steigen, bis wir die gleichen Bänke nochmals unter der Vegetationsdecke leicht durch Graben bloßlegen können. Unmittelbar darüber folgen die festen Bänke der Sowerbyischicht, so daß für Beta hangende und liegende Grenzen zu ermitteln sind.

Von hier aus ostwärts liegen die beiden Horizonte an mehreren Stellen längs der Lochäcker offen, so daß man hier füglich in der Lage ist, die ganze Betaabteilung kartographisch zum Ausdruck zu bringen.

Die Opalinusabteilung läßt sich dagegen nur mit Hilfe der Murchisonaebänke ableiten, da Aufschlüsse nirgends vorhanden sind. Nichtsdestoweniger

* Diejenigen Lokalitäten, welche in folgendem nicht aus der Kartentafel ersichtlich sind, erhalten beigefügt (Top.-K.) = topographische Karte 1:25000.

verraten uns beim Aufstieg die allenthalben herumliegenden Eisensteingeoden bezw. Septarien, daß wir tatsächlich über Opalinustone wandern. Auch spärliche Reste von Zopfplatten konnte ich in dem Ackerboden finden und weiterhin unterstützt uns die tief manganbraune Farbe der fetten, tonigen Ackerkrume in unserer Annahme, denn beim Übergang in das Niveau der Betaabteilung macht jene dunkle Farbe einer helleren Platz.

Die Opalinustone haben in der Schleifbachschlucht bei Blumberg eine Mächtigkeit von fast 120 m, an der Steige Fützen-Randen eine solche von 60 m. Nehmen wir für das Blatt Geisingen das Mittel mit ca. 90 m an, was übrigens sich mit den Vogelgesang'schen und den Fraas'schen Angaben für die Gegend Öfingen-Baldingen (Top.-K.) deckt,* so ist die Grenze Lias-Dogger an der Westseite des Wartenbergs auf 640 m ü. d. M. zu suchen, d. h. fast 30 m unter dem Donauspiegel.** Hieraus ergibt sich, daß die Donau hart oberhalb Gutmadingen das Liasgebiet verläßt, um von nun an ihr Bett in den Braun-Jura einzuschneiden.

Die obere Opalinusgrenze befindet sich auf dem Weg Gutmadingen-Wartenberg auf 710 m, also 20 m tiefer als an der Südostecke des Rittersteigwaldes, was mit dem normalen Südosteinfallen aller Schichten der Umgebung in Einklang stehen dürfte.***

Als eine weitere scharfe Grenze ist diejenige von Delta nach Epsilon gegeben in den bei weitem am ausgiebigsten aufgeschlossenen Ostreenkalken.

Während die Wutachgegend allenthalben, wo die Deltabank zutage ansteht bezw. aufgeschlossen ist, auch darunter die Blaukalke dem Blick darbietet, ist am Wartenberg nichts davon zu sehen.

O. Fraas † betont, daß die Blaukalke infolge ihrer großen Verwitte-

* Stat. Bericht d. Großh. Badens Heft XXX S. 104 Abschnitt 19 u. O. Fraas, Geognost. Beschreibung von Württemberg 1882 S. 99.

** Anm. S. 237 dieser Arbeit.

*** Vogelgesang (l. c.) S. 105 gibt ein Einfallen im Südosten von 2—3° an. Die allgemeine Streichrichtung verläuft in ca. N. 33° O.

† l. c. S. 105.

rungsfähigkeit sehr leicht zu verwechseln seien mit den Sowerbyischichten, soweit sie zutage anstehen, aber auch aus demselben Grund die sonst so charakteristische Gammaterrasse im Terrain unklar sei. Am Wartenberg liegt jedoch eine Verwechslung keinesfalls vor, und der deutlichste Aufschluß von Sowerbyi befindet sich an der bereits erwähnten Stelle (Böser Bub).

Die Angaben FRAAS' beziehen sich zwar auf ein Gebiet im Württembergischen, von dem wir aber wegen seiner geringen Entfernung wohl auf unser Gebiet schließen dürfen.

Ferner gelten nach FRAAS die Aufschlüsse, welche die Deltabänke stets mit anschneiden, der Ausbeute von Material aus Gamma.

Am Wartenberg beträgt die Mächtigkeit von Gamma und Delta zusammen auf Grund der bestimmbaren unteren und oberen Grenzen 28 m. Der Deltaaufschluß am Südhang (H. P. 755) beträgt nicht ganz 4 m, ohne aber Blaukalke in Erscheinung treten zu lassen. Da ferner in dem Aufschluß über Delta noch $^1/_2$ m auf Epsilon entfällt, und ebenso viel auf die Vegetationsdecke, so müssen für Delta immerhin 3 m in Anrechnung gebracht werden.

Die Sohle des fraglichen Aufschlusses ist mit starkem Abraum bedeckt, so daß von etwa angeschnittenen Gammaschichten nichts zu sehen ist. Mit der angenommenen Mächtigkeit von 3 m für Delta ist aber auch das Maximum der Entwicklung der gleichen Schichten der Wutachgegend erreicht und mithin entfiele auf Sowerbyi und Blaukalke zusammen 25 m. — Hiernach müßten die Blaukalke unmittelbar unter der Sohle unseres Deltaaufschlusses am Südhang gesucht werden. Bei der vorzüglichen Verwendbarkeit der harten Blaukalke wäre es nicht verständlich, daß eine Ausbeute ihrer Vorteile sich begeben haben sollte. Es sind somit nur noch zwei Fragen möglich: entweder erlangen die Deltaschichten hier eine ungewöhnlich starke Entwicklung, so daß die Ausbeute sich, entgegen der FRAAS'schen Ansicht, nur auf diesen Horizont erstreckt, oder die Blaukalke treten hier stark zurück und Sowerbyi erreicht eine außergewöhnliche Mächtigkeit.

Für die Möglichkeit einer sehr geringen Entwicklung der Blaukalke hat sich auch Herr Bergrat Dr. SCHALCH bei einer gemeinsamen Begehung ausgesprochen.

Die staatliche Detailuntersuchung wird demnächst bezüglich dieser Fragen nähere Aufklärung bringen*

Was die Ostreenkalke (δ) anbetrifft, so fallen die aufgeschlossenen Teile stets mit einer deutlich erkennbaren Terrainstufe zusammen. Die in der topographischen Karte eingetragenen Steilränder sowohl, als auch die am Nordhang vorhandenen, aber nicht eingetragenen, dienen als Anhaltspunkte, um die Grenze Beta-Epsilon ringsherum auszuzeichnen. Auch hierbei steht die tiefere Lage am Osthange (730 m) nicht im Widerspruch zu dem normalen Einfallen der Schichten.**

Weniger günstig gestalten sich die Verhältnisse zur Kartierung für die oberste Abteilung des Braun-Jura (ε und ω der Karte). Der Aufschluß am Südhang (S. 755) zeigt, wie bereits angedeutet, unmittelbar über den Ostreenkalken stark eisenoolithische Schichten, in welchen *Amm. Parkinsonii* mehrfach gefunden wurden.

Als eigentümlich muß hervorgehoben werden, daß hier die andernorts über den Ostreenkalken folgenden tonigen Zwischenmittel gänzlich zu fehlen scheinen, so daß man gewissermaßen die Hand auf die Grenze δ—ε legen kann.*** Auch die kleinen Basaltbrüche am Nordhang schneiden Parkinsoniaschichten an.

Weiter aufwärts weisen die überall im Felde herumliegenden Rhynchonellen auf die Varianszone hin, aber eine sichere Grenze nach oben oder unten ist nicht feststellbar. Ebenso deutlich, aber auch ebenso unscharf

* Auch am Suppenrain am Kapf (Top.-K.) sind mit den Deltaschichten keine Blaukalke aufgeschlossen worden.

** Bei der Konstruktion des Koordinatensystems ergibt sich ein Einfallswinkel von $2^1/_2{}^0$.

*** Es muß betont werden, daß es sich nicht um abgerutschte Partien aus Epsilon handelt.

gehen wir in die Region der Makrocephalusoolithe über, die an mehreren Stellen um den Schloßpark herum aufgeschlossen sind, und zwar stets in ihren hangenden Schichten.

Am Ostrande des Parkes sind durch kleine Schürfe Spuren von Weiß-Jura entblößt, so daß man mit ihrer Hilfe die oberste Grenze der Braunabteilung festlegen kann.

Am Nordwesteingang in den Park liegen noch höhere Schichten des oberen Braun-Jura mit *Ostrea Knorri*, durch Wegebau und Wasserrinnen aufgeschlossen.*

Die Abteilung des Weiß-Jura ist also nur noch in unscheinbaren Resten vorhanden und müßte unter Berücksichtigung des früher erwähnten Neigungswinkels der Schichten im Westen vom Schloßgebäude schon innerhalb der künstlichen Parkanlagen zu liegen kommen, woselbst aber jegliche Beobachtung der natürlichen Verhältnisse in bezug auf die Sedimente ausgeschlossen ist. An drei Stellen sind die oberen Sedimentabteilungen des Wartenbergs von Basalten durchbrochen, mit denen wir uns im nächsten Abschnitt eingehend zu befassen haben werden.

Am unerfreulichsten für die Kartierung liegen die Verhältnisse am Südosthange des Berges, wo die Basaltmassen sich von dem Schloßpark bis zum Donauufer erstrecken, in einer Mächtigkeit von 2 m im Durchschnitt, so daß sie auf der beigefügten Karte als selbständige Formation zum Ausdruck gelangen mußten.

Im übrigen finden sich naturgemäß stärkere Basaltschuttmassen nur in nächster Umgebung der anstehenden Basalte. Wenn auch allenthalben bei dem steilen Gehänge des Berges stets basaltischer Schutt mit jurassischem sich mischt, so erreicht ersterer doch nirgends mehr eine solche Anhäufung, daß durch ihn die Sedimentgliederung verwischt wird.

---

* Die Zetaschichten sind nirgends aufgeschlossen und erreichen überdies hier ebenso wie in der Wutachgegend eine so geringe Entwicklung, daß ihre Trennung auf der Karte keinen Ausdruck finden würde.

Die Schuttmassen des Südosthanges sind völlig von einer Rasendecke überzogen mit der dem basaltischen Untergrund eigentümlichen Vegetation. Keine Beackerung gibt uns durch ihre Krume oder Farbe Anhaltspunkte, um Rückschlüsse auf die Beschaffenheit des Untergrundes zu ziehen. Dagegen werden wir durch mehrere Aufschlüsse behufs Ausbeutung des frischen basaltischen Schuttmaterials von der angeführten Mächtigkeit überzeugt. Ein bis zu $2^1/_2$ m tiefer Aufschluß läßt unter den bis zu Meterstärke anwachsenden Basaltblöcken noch kein jurassisches Material erkennen, und wahrscheinlich dürfte die Mächtigkeit der Schuttmassen nach dem Fuß des Berges hin noch wachsen. Nichtsdestoweniger liefert selbst hier eine deutliche Terrainstufe in halber Höhe (Rotlauben) den Hinweis, daß wir uns auf der Grenze Delta-Epsilon befinden.

Auf der rechten Seite der Donau war gelegentlich des Bahnbaues die Braun-Epsilonabteilung in gutem Profil aufgeschlossen, welches, heute nicht mehr sichtbar, uns durch VOGELGESANG* erhalten ist.

Die Makrocephaluszone ist jetzt noch zu sehen am Waldrande oberhalb der Bahn, nahe bei der Höhenmarke 721.**

Bringen wir die für unsere Sedimentabteilungen entsprechend festgelegten Punkte wieder in ein Koordinatensystem, so kommen auch die letzterwähnten in Verbindung mit denjenigen am Wartenberg selbst in das normale Fallen von 2—3° im Südosten zu liegen. Gleichzeitig wird der Beweis erbracht, daß wir es am Wartenberg selbst sowie in seiner nächsten Umgebung mit völlig ungestörten Lagerungsverhältnissen zu tun haben.

Für den Donaufluß ergibt sich ferner, daß er von unterhalb Gutmadingen ab im oberen Braun-Jura fließt, um sehr bald auf Weiß-Jura überzugehen.

* l. c. S. 105.

** Die genaue Beschreibung VOGELGESANGS und die heute sichtbaren Makrocephalusschichten berechtigen zur Eintragung in die Karte.



Auch die Lagerungsverhältnisse sowohl am Hörnekapf als auch am Kapf (Top.-K.) entsprechen vollständig jenen am Wartenberg.*

Alle die letztberegten Punkte erscheinen mir von Bedeutung bei Beurteilung der Fragen, die sich an das Auftreten der Wartenbergbasalte knüpfen.

Bei Eintragung der Stratigraphie in die Karte wollen wir uns lediglich auf das wirklich Sichtbare einlassen und nicht mittelst Konstruktionen und Berechnungen Verhältnisse darstellen, für welche man den Beweis ad oculus schuldig bleiben müßte.

II. Der Basalt.

Das Eruptivmaterial besteht aus anstehendem Basalt und basaltischem Gehängeschutt. Bei der Mächtigkeit, welche letzterem am Südosthange zukommt, verlangt derselbe besondere Beachtung. Er unterscheidet sich von den die anstehenden Basalte in nächster Nähe umgebenden Schuttmassen, welche ja ihrerseits nichts außergewöhnliches bringen, durch seine hervorragend frische Beschaffenheit. Es dürfte schwerlich gelingen, aus den zutage tretenden Basaltstellen Handstücke zu schlagen, die sich an Frische mit den Geröllmassen des Südosthanges vergleichen ließen; selbst die Olivineinsprenglinge sind kaum angewittert. Bei der sonst so leichten Angreifbarkeit der basaltischen Gesteine durch die Atmosphärilien kann die erwähnte Frische gerade an einem Abhangsschuttmaterial nur auf ganz besondere Verhältnisse zurückgeführt werden.

Bei der Erzeugung eines Gesteinsdetritus pflegen die lösenden und auslaugenden Verwitterungskräfte das primäre Gestein soweit aufzubereiten, daß schließlich die weniger leicht angreifbaren Auswitterungsprodukte, dem Gesetz der Schwere folgend, ihres Haltes beraubt, sich abwärts begeben. In unserem Falle müssen Abtragung und Abrollen durch relativ plötzlich wir-

* Im Sinne des Streichens findet von Südwesten nach Nordosten eine Neigung um kaum einen halben Grad auf 5—6 km Entfernung statt. Am Fürstenberg beginnt der Weiß-Jura bei Kurve 846, was im Vergleich mit der entsprechenden Grenze am Hörnekapf genannten Winkel ergibt.



kende mechanische Kräfte hervorgerufen worden sein. Der frische Zustand der Bruchstücke von meist beträchtlicher Dimension sagt uns, daß der Basalt weder in anstehender Form noch als Schuttmasse längere Zeit dem Einfluß zersetzender Kräfte ausgesetzt gewesen sein kann.

Wollten wir uns aus den vorhandenen Schuttmassen das Volumen des anstehend gewesenen Basalts rekonstruieren, so müßten wir an der Stelle der Schloß- und Parkanlagen eine basaltische Mauer von beträchtlicher vertikaler Mächtigkeit die heutigen Tagesschichten des Braun-Jura überragend denken.

Nach Aussage des fürstlichen Schloßpächters besteht die natürliche Basis der Kunstbauten aus einer basaltischen Fläche. Am Südgehänge der künstlichen Aufschüttung (um 7 m), welche den Schloßbau trägt, ist eine kleine Partie senkrechtstehender Basaltsäulen zu sehen. Von hier ab, in der Südwest—Nordost-Diagonale des Parkes, ist die obere Grenze des hier anstehenden Gesteins zu verfolgen. Wie schon früher erwähnt, fällt jedoch südlich des Schloßbaues die Grenze der basaltischen Fläche gegen die Sedimentabteilungen annähernd mit dem Parksaum (s. Kartenbeilage) zusammen. Auf allen übrigen Seiten des Schlosses ist jede Beobachtung bezüglich der Kontaktverhältnisse infolge der Kunstbauten unmöglich gemacht. Dennoch ergibt sich aus den sichtbaren Anhaltspunkten, daß der an der Spitze des Wartenbergs aufsetzende Magmapfropfen eine Basaltmauer gebildet hat von 300 m Länge (Ost—West) und 200 m Breite (Nord—Süd).

Noch in anderer Hinsicht liefert der basaltische Abhangsschutt Hinweise. Der gute Erhaltungszustand desselben verlangt, daß unmittelbar (geologisch gesprochen) nach seinem Absturz von oben an die heutige Lagerstätte eine schützende Decke sich über ihn gebreitet haben muß, die geeignet sein konnte, den Einfluß der Atmosphärilien und Tagewässer abzuhalten.

An Hand der zahlreichen kleinen Aufschlüsse behufs Ausbeutung des gesunden Gesteins sind wir in der Lage, folgendes festzustellen:

1. die Durchschnittsmächtigkeit der Schutzdecke beträgt 0,50 m;
2. ihre Beschaffenheit ist vorzugsweise eine tonige.

Wäre die Abtragung des Basalts gleichzeitig mit derjenigen der Weiß-Jurakappe erfolgt, so müßte die Schutzdecke bezw. die Füllung zwischen den losen Geröllblöcken kalkiger Natur sein. Eine kalkige Decke aber würde heute kaum noch die erwähnte Mächtigkeit haben und durch eine solche würden die zerstörenden Kräfte ihren Weg zum Basaltgestein gefunden haben.*

Die Reste des Weiß-Jura deuten darauf hin, daß die am Kulminationspunkte seinerzeit hervorragende, heute größtenteils denudierte Basaltmauer in die Malmkappe hineingeragt habe.

Der Umstand, daß sowohl in der nächsten Umgebung, sowie weiterhin auf dem Randen, allgemein der Weiß-Jura in beträchtlicher Mächtigkeit die Braunformation heute noch bedeckt, somit also in dieser Hinsicht der Wartenberg ein Unikum darstellt, spricht dafür, daß die Weiß-Jurakappe des Wartenbergs ihre Abtragung einem besonderen Erosionsakt verdanken möchte, wie er nur an dieser Stelle, aber nicht in den anderen Gebieten, aufgetreten sein dürfte.

Es wurde bereits angedeutet, daß wir hierbei an einen mehr oder weniger katastrophenartigen Vorgang denken müssen, allerdings nur in bezug auf die Basaltmauer.

Ich komme somit zu folgendem Schluß:

1. die Abtragung der Weiß-Jurakappe muß zeitlich von derjenigen der Braunabteilungen, aus welchen der heutige Bergkegel herausmodelliert wurde, getrennt sein. Zwischen beide Ereignisse fällt die Zerstörung der zuvor aus dem Weiß-Jura isolierten Basaltmauer, hervorgerufen durch relativ rasch und gewaltsam wirkende Kräfte.

2. Die Abtragung des Basaltes kann ihrerseits wieder von derjenigen der Doggerabteilungen nicht allzuweit entfernt liegen. Bald nachdem die Basalttrümmer ihre Ruhe gefunden hatten, muß die schützende Decke darüber gewaschen worden sein.

* Der Umstand, daß an Stelle des Abhangsschuttes keinerlei Ackerkultur sich befindet, deutet auf das Fehlen eines kalkigen Detritus hin.



3. Das tonige Material aus dem Malm ist im Verhältnis zu dem kalkigen quantitativ zu gering, um eine so mächtige Decke über ein immerhin bedeutendes Areal zu liefern. Die Schutzdecke muß daher aus Doggerdetritus bestehen.

Die eigenartigen orographischen Verhältnisse, wie sie am Wartenberg sich darbieten und in der nächsten Umgebung höchstens noch ein Analogon am Fürstenberge (Blatt Blumberg) finden dürften, lassen die Beleuchtung der hier in Betracht kommenden Erosionsvorgänge doch zu wichtig erscheinen, als daß man an ihnen so rasch vorübergehen könnte. Wir werden deshalb am Schluß dieser Arbeit noch einmal auf sie erweiternd zurückzugreifen haben.

Bei der nun folgenden Besprechung und Vergleichung der anstehenden Basalte wollen wir, um spätere Weitschweifigkeiten zu vermeiden, unterscheiden:

1. Schloßbasalt, das ist derjenige, auf welchem Schloß und Parkanlagen errichtet sind;

2. Ruinenbasalt, westlich von ersterem, der die ruinenhaften Reste eines Burgkastells trägt;

3. Spitzkopfbasalt (H. P. 764.9) am Nordosthang des Berges.*

Die bisherige Beschreibung des Schloßbasaltes bedarf keines weiteren Zusatzes mehr.

Die dort mangelhafte Gelegenheit, sich über den natürlichen Tatbestand Gewißheit zu verschaffen, würde eine genügend begründete Antwort auf die dieser Arbeit gestellten Frage ausschließen, wenn nicht die Natur andere Anhaltspunkte dem Blick erschlossen hätte.

Der Ruinenbasalt entsteigt den heutigen Tagesschichten in Gestalt eines Zylinders von ca. 30 m Durchmesser, in fast durchweg senkrechte Säulen gegliedert. Das Gestein ist immerhin noch frisch zu nennen, aber stärker verwittert als das Geröllе des Südosthanges.

* Die Bezeichnung, von der Bevölkerung angewendet, ist wohl der Erscheinungsform des klippenartigen Gesteins entnommen.

Die noch erhaltenen Überreste des künstlichen Mauerwerks erzählen uns, daß die Erbauer des Kastells sich des vorhandenen Baumaterials bedient hatten. Säulen von 3 m Länge liegen horizontal im Gemäuer und zeigen uns auf den fünf- bis sechsseitigen Querschnitten einen Durchmesser von ca. $^1/_2$ m, wie er auch den primär stehenden Säulen zukommen dürfte.

Ursächlich scheint für den heutigen ruinenhaften Zustand ein nicht geringer Teil auf Menschentätigkeit — nicht in kriegerischer Absicht — zu entfallen, durch die ein regelrechter Aufschluß an der Westseite des oberen Burgaufsatzes den natürlichen Basaltkern von Gemäuer befreit und angeschnitten hat.

Eine dort sich einstellende schräge Säulenstellung mit einer geringen Neigung gegen West kann nur bedingtermaßen als primär angesehen werden, dürfte jedoch höchst wahrscheinlich durch den Abbau verursacht worden sein.

Der zylindrische Basaltstumpf, welcher dem Kunstbau als Sockel dient, ist von einer ebenen Fläche umgeben, welche als Rundgang bezw. Weganlage auf Kunstwerk angesprochen werden muß.

Wir sind daher auch hier übel daran, indem man nicht mit Sicherheit feststellen kann, welche Erscheinungsform auf natürliche Ereignisse und welche auf Menschenhand zurückzuführen sein möchte.

Es ist deshalb auch wohl anzunehmen, der Durchmesser von ca. 30 m für den heutigen Basaltzylinder möchte hinter dem ursprünglich von der Natur gelieferten zurückbleiben. Der Gedanke an die Möglichkeit liegt daher nahe, daß der heutige zylindrische Basaltteil mit vertikaler Säulenstellung den zentralen Teil eines Eruptionspfropfen darstelle, zu dem noch peripherisch schrägstehende Säulen anzunehmen seien. Nur auf diese Weise wäre die zuvor erwähnte, unmotiviert erscheinende schräge Stellung als natürlich anzusehen. In dieser Hinsicht muß man also eine bestimmte Antwort schuldig bleiben, bis vielleicht einstmals durch Aufschlußarbeiten in der Tiefe schräge Säulen angetroffen werden sollten.

Der heutige Ruinenbasalt ist von der westlichen Grenze des Schloßbasaltes ca. 50—60 m entfernt. Der Fahrweg von den Ökonomiegebäuden

»Dreilerchen« (s. Kartentafel) schneidet bei H. P. 820.4, also gleichen Niveaus mit der Basis des Basaltzylinders, die obersten Schichten des Braun-Jura an und liefert den Hinweis, daß zwischen Schloß- und Ruinenbasalt oberflächlich keine Verbindung besteht. Sollte eine Vereinigung der Magmapfropfen an dieser Stelle vorhanden sein, so muß sie noch von einer nicht unbedeutenden Sedimentdecke überlagert werden.

So viel können wir jedoch mit Sicherheit an diesem Ort feststellen, daß der sichtbare Basalt ebenfalls ein Stumpf sein muß und daß das Magma in seiner emporsteigenden Bewegung hier nicht Halt gemacht haben kann.

Die starken Säulencylinder sowie das ziemlich grobe Gesteinskorn deutet auf eine Erstarrung in noch beträchtlicher Entfernung unter der Abkühlungsfläche hin. Letztere kann bei senkrechter Säulenstellung nur die Atmosphäre oder eine horizontale Decke gewesen sein.

Da aber die Sedimentschichten nach Südosten einfallen, so müßten, falls eine solche die Abkühlungsfläche gebildet hätte, die Säulen eine Südostneigung um den gleichen Winkelbetrag gegen die Vertikale aufweisen.

Also auch hier muß ein beträchtlicher Teil des erstarrten Magmapfropfens der Abtragung anheimgefallen sein, wobei aber eine künstliche Zerstörung nicht geringen Anteil haben dürfte.*

Meines Erachtens dürfte die Eruption an Stelle der Ruine den Tag erreicht haben, das aufsteigende Magma aber nicht mehr zum Überfließen gekommen sein.**

Überschreiten wir, von der Ruine kommend, in östlicher Richtung den Fahrweg von Dreilerchen nach dem Schloßpark bei Punkt 820.4, so treffen wir sogleich den von Vogelgesang erwähnten »Tuff- und Agglomeratmantel« des Nordhanges.***

* Zweifellos hat auch bei den Parkanlagen die Ausnutzung des dortigen anstehenden Basaltes eine gewisse Rolle gespielt, aber von weniger einschneidender Bedeutung.

** Als Abkühlungsfläche kommt nur noch die Atmosphäre in Betracht.

*** Aber durch die Fahrstraße selbst nicht aufgeschlossen.

Derselbe ist, soweit sichtbar, auf der Karte durch besondere Signatur kenntlich gemacht, erstreckt sich in östlicher Richtung etwa 200 m und reicht von der nördlichen Parkumzäunung bis ca. 200 m* über die dort aufgeschlossenen Ostreenkalke herab.

Das Material ist an dieser Stelle ein Agglomerat im vollsten Sinne des Wortes, für welches wir jedoch nach heutigem Gebrauch die Bezeichnung Breccie anwenden wollen. Ihre Bruchstücke sind in der überwiegenden Mehrheit jurassischen Ursprungs mit einem Karbonat(Calcit)-Zement.

Bei Auslaugung des Zementes mittelst schwacher Essigsäure bleiben dunkle tonige, sowie magmatische Fragmente zurück. Die letzteren, grob gepulvert, erweisen sich unter dem Mikroskop zum größten Teil als augitische Substanz.

Die Partikelchen zeigen zwischen + N's. die charakteristischen Interferenzfarben, schiefe Auslöschung, ja einzelne gut begrenzte Blättchen die Spaltbarkeit der Augite. Auch einzelne Augitindividuen sind in der Breccie enthalten und lassen sich mittelst Stereoskop gut identifizieren.

Der Karbonatzement ist an der Oberfläche, wahrscheinlich infolge der Verwitterung, mürbe geworden und läßt bei seiner mehr sinterartigen Beschaffenheit ein Zerbrechen der Breccien mit der Hand zu.

In den aus etwas tieferer, der Verwitterung weniger ausgesetzten Lage entnommenen Breccien erreichen die magmatischen Bruchstücke oft die Größe eines Taubeneis, während ihr Zement aus kristallinem Kalk besteht, wodurch dieser Gesteinsart eine weit höhere Härte verliehen wird.

Es dürfte sich somit um eine Eruptionsbreccie handeln, während an dieser Stelle typischer Tuff zu fehlen scheint.

Die Eruptionsbreccie ist zweifellos durch Erosion aus dem sie zuvor bedeckenden Sedimentgestein herausgewaschen worden. Die auffallend steile Böschung an diesem Teil des Bergkegels verleiht solcher Auffassung eine Stütze.

* Das ist 20 m in bezug auf die vertikale Höhendifferenz.

Erst von ihrem unteren, bloßgelegten Ende ab, stellt sich wieder eine sanftere Neigung des Hanges ein. Auch die hier wieder beginnende Kulturanpflanzung spricht für dort erhaltene Sedimentabteilungen.

Zwischen dem unteren Rande des Breccienmantels und den Ostreenkalken haben zwei Aufschlüsse massiven Basalt angeschnitten. Über diesem abbauwürdigen Eruptivmaterial liegt eine Decke von kaum 0,30 m Mächtigkeit, welche wohl den Parkinsoniaschichten, sicherlich aber der Epsilonabteilung angehören. An den Flanken der Aufschlüsse hebt sich über dem anstehenden Basalt ein tuffartig aussehendes Material ab, während breccienhafte Gebilde hier nicht in Erscheinung treten.

Zu diesen zwei Aufschlüssen gesellt sich ein dritter hinzu, welcher bereits etwas außerhalb der östlichen Grenze des Brecciengebietes* zu liegen kommt und die gleichen Erscheinungen wie die beiden ersteren zeigt. Aus ihnen gewinnen wir folgende Hinweise:

1. die über dem massiven Basalt befindliche jurassische Decke hat nur eine unbedeutende Mächtigkeit;

2. Tuffe dürften hier wahrscheinlich vorhanden sein, harren jedoch der Sicherstellung durch bessere Aufschlüsse;

3. hier ist die Juradecke noch nicht völlig erodiert, was indirekt bestätigen dürfte, daß der Breccienmantel des Nordwestganges unmittelbar auf massivem Basalt ruht.

4. der massig abgesonderte Basalt dürfte ein tieferer Teil des Schloßbasaltes sein.

Von den Basaltaufschlüssen bis zum Spitzkopfbasalt ist jede weitere Beobachtung völlig ausgeschlossen. Dieser dritte über Tag anstehende Basalt ist geeignet, das bisher über die eruptiven Vorgänge gewonnene Bild, zu vervollständigen.

* Selbstredend ist nur der bloßliegende Teil gemeint, wobei nicht etwa an ein Auskeilen zu denken ist.

An dem Nordosthang des Berges fällt, in der topographischen Karte an dem Verlauf der Isohypsen erkenntlich, ein Bergvorsprung auf, der durch besondere Verhältnisse der Erosion Widerstand zu leisten befähigt war. Höhenpunkt 764,9 ist identisch mit dem klippenartig herausragenden Basaltfelsen, dem eigentlichen Spitzkopf. Die Spuren der früheren Abbautätigkeit sind unverkennbar, ohne aber von gleicher Bedeutung für die Diagnose zu sein, wie der Aufschluß, der in der topographischen Karte durch die Steinbruchsignatur hervorgehoben ist. Die ganze, etwa 150 m in der Längsaxe messende Bergnase läßt sich auf Basaltfelsen deuten, obwohl außer den beiden offenen Stellen im übrigen eine Rasendecke mit basaltischen Untergrund verlangendem Strauchwerk den Einblick verbietet.

Allein die Tatsache, daß die Erosion hier einen Vorsprung belassen konnte, setzt voraus, daß die Sedimentformation durch ein weit widerstandsfähigeres Gestein unterbrochen sein mußte. Die sichtbaren Basaltteile rechtfertigen diese Annahme.

Der Aufschluß, welcher einen Vertikalschnitt in Nord-Südrichtung legt, und zwar 10—15 m tiefer als der Klippenbasalt orientiert zur Genüge über den ganzen Aufbau des Bergvorsprungs. Die Sohle des Aufschlusses, mit der Kurve 750 annähernd zusammenfallend, steht bereits etwas über der Delta-Epsilongrenze.

Der basaltische Kern selbst ist erfüllt von Einschlüssen, bald ovalen, bald kreisrunden Querschnitts, die durch eine ausgesprochene schieferige Absonderung ihre Abstammung aus einer primären Schieferformation deutlich bekunden. Über dem magmatischen Kern findet sich deckenartig eine Breccie erfüllt von gebrannten Belemniten und Rhynchonellen, welch letztere sich zum Teil als Variansart identifizieren lassen. Der 10 m höher gelegene Klippenbasalt unterscheidet sich von jenem durch sein Erfülltsein mit Eisenoolithen, von einer Größe (3 mm im Durchmesser), wie sie kaum an der Erzhalde am Kapf oberhalb des Suppenrains (Top.-K.) bei Gutmadingen zu finden sind. Das Basaltgestein selbst ist an beiden Stellen außerordent-

lich stark verwittert und nach stattgehabtem Regen fällt an den Klippen die frisch erzeugte eisenrote Schmiere in die Augen, wie sie an sonstigem Basalt nicht wahrzunehmen sein dürfte. Gerade die frische atmosphärische Feuchtigkeit läßt die Anhäufung der Eisenoolithe erst recht in Erscheinung treten. In der Trocknis fallen die Eisenkugeln heraus und könnten, am Gehänge liegend, leicht als von der Höhe des Berges heruntergespült angesehen werden (aus der Macrocephalus-Schicht).

Der Klippenbasalt dürfte bereits die Makrocephalusschichten durchbrochen haben, was als einziger Anhaltspunkt gelten kann zur Bestimmung der liegenden Grenze jener Unterabteilung, die hier also nahe bei der Höhenkurve 760 verlaufen müßte.

In dem anstehenden Basaltkern des unteren Aufschlusses gelang es mir, ein kleines Stück zu finden, das Versteinerungen von *Posidonia Bronni* in vier vorzüglich erhaltenen Exemplaren aufweist.* Schon Leopold von Buch erwähnt solche Fossilien aus der gleichen Stelle und deutet sie als der Liasformation angehörend. Die petrographische Beschaffenheit des kleinen Handstückes stimmt überein mit derjenigen der übrigen erwähnten Einschlüsse und wir dürfen auf Grund jener fossilen Dokumente die Schollen als der Liasformation zugehörig ansprechen. Während im allgemeinen im primären Posidonienschiefer des Lias die gleichnamigen Fossilien als Abdrücke entgegentreten, handelt es sich bei meinem Fundstück um richtige Versteinerungen. Die kleinen, mit bloßem Auge in ihrer Form erkennbaren Fossilkopien, heben sich konvex aus dem Muttergestein hervor. Mit der Lupe ist deutlich an einem Exemplar der gerade Schloßrand zu sehen mit der zentralen Mittelrippe. Die charakteristischen Merkmale treten so ausgeprägt hervor, daß eine Verwechslung mit einer andern Spezies, z. B. *P. opalina* ausgeschlossen ist. Die Identität der *P. Bronni* ist mir durch eine Reihe bewährter Sachverständiger bestätigt worden.

---

* L. J. 1832 S. 224 und l. c. d. Vorrede.

Die primäre Lagerstätte der Posidonienschiefer ist etwa 200 m unter dem Spitzkopfbasalt zu suchen.

Einen weiteren wichtigen Einblick gewährt uns besagter Aufschluß.

Der Kern anstehenden Basaltes ist umhüllt von einem Mantel aus der gleichen Eruptionsbreccie, wie sie am Nordwesthange eingehend Erwähnung gefunden hat und die dortigen Erörterungen erfahren keinerlei Zusätze. Der Umstand jedoch, daß uns hier ein Querschnitt durch Mantel und Kern vorliegt, ist geeignet, die frühere Auffassung zu bestätigen, daß auch am Nordhang die Breccien mit dem Basaltmassiv in Kontakt stehen.

Meines Erachtens ist diese Sicherstellung von Bedeutung hinsichtlich der Frage, welche Gattung der vulkanischen Erscheinungsformen in Betracht kommen.

Wären nämlich die Eruptionsbreccien nachweislich durch Sedimentschichten von dem Basalt getrennt, so wäre die Annahme gerechtfertigt, daß wir es mit einer Effusion im eigentlichen Sinne des Wortes zu tun hätten. Die ersten Auswurfsprodukte, welche in jedem Falle dem Emporsteigen bezw. Überfließen der Lava voraufgehen, könnten sich an dem zuvor bereits kegelförmig erodierten Berge angehäuft haben. Ein darauf etwa folgender Magmaerguß müßte durch die spätere Erosion bereits als entfernt angenommen werden, wodurch die Breccien erst wieder freigelegt worden wären.*

Für eine solche Annahme fehlt jedoch jeglicher Hinweis. Vielmehr gibt es für die unmittelbare Auflagerung der Eruptionsbreccien auf dem erstarrten Magma nur folgende Erklärung: auf vorhandenen oder auch erst gleichzeitig entstandenen Spalten erfolgte der Explosionsakt. Die dabei zerstiebten sedimentären Bestandteile mischten sich mit den durch die Explosivvorgänge heraufbeförderten magmatischen, welche bekanntlich den bei weitem geringsten Teil unserer Breccienbruchstücke ausmachen.

* Dann könnten die Eruptionen aber erst nach der Erosion des Doggers erfolgt sein, also auch keinen Weiß-Jura mehr angetroffen haben.



Die nach dem Ausklingen der die Explosion bewirkenden Gasentwicklung zurücksinkenden losen Fragmente erfüllen die Trichter bezw. die Röhren und haften an deren Wände. Das nachdrängende Magma findet jene Ejektionsprodukte vor, schmelzt sie an (bezw. ein) und bringt sie beim Erkalten in Kontakt mit sich selbst.

Der die Eruptionsbreccien verkittende Zement ist aber kristalliner Kalk. Die Umwandlung des kalkigen Bindemittels in die kristalline Modifikation ist ihrerseits auf Einfluß eines Magmas zurückzuführen, wie das im großen bei der Genesis vieler Marmorlager heute angenommen werden darf.

Die beschriebenen Verhältnisse decken sich völlig mit den für die basaltischen Vorkommen der schwäbischen Alb gegebenen Erklärungen und führen zu folgendem Schluß:

Die vulkanischen Produkte des Wartenbergs schließen sich in ihrer geologischen Erscheinungsform den Vulkanembryonen der Alb an und sind als »Schlotbasalte« aufzufassen.

Ebensowenig wie zwischen Ruinen- und Schloßbasalt besteht zwischen letzterem und Spitzkopfbasalt eine Verbindung. Bezieht sich letztere Behauptung lediglich auf die heute sichtbaren Merkmale, so machen es die kleinen Basaltaufschlüsse am Nordhang wahrscheinlich, daß ein gemeinschaftlicher Magmakern in nicht zu großer Tiefe die drei über Tag getrennt anstehenden Basalte vereinigen möchte.

Der in Aussicht gestellten petrographischen Besprechung kann hier vorgegriffen werden: die zahlreich vorliegenden, mikroskopischen Präparate scheinen bislang keinen Hinweis zu liefern, daß für die drei Basaltpunkte und das Material des Abhangschuttes eine Verschiedenheit in mineralischem und stofflichem Bestand sich ergeben dürften, abgesehen von dem Wechsel der Korngröße. Letztere ist eine Funktion der Erstarrungsbedingungen und spricht weder für noch gegen verschiedene Magmen. Zur Entscheidung dieser Frage bleibt immerhin das Ergebnis der petrographischen Untersuchung abzuwarten.

III. Erosionserscheinungen.

Der absolute Mangel an tektonischen Veränderungen im vorliegenden engeren und weiteren Gebiet ist an sich ausreichend, um für das heutige Relief lediglich nivellierende Kräfte verantwortlich machen zu können.

Sprechen wir von »Erosion« im umfassendsten Sinne, so sind bei dem Zerstörungswerk dieses Naturphänomens nicht unwesentlich die Verwitterungsvorgänge beteiligt. Meteorwasser, Atmosphärilien, auch äolische Faktoren bereiten das Material auf zur späteren Wegschaffung der restierenden gelockerten Massen durch Kräfte, denen eine mechanische Energie innewohnt. Letztere können sein: strömendes Wasser, Schnee- und Eismassen.

An früherer Stelle habe ich darzutun versucht, daß aus verschiedenen Gründen jene gewissermaßen vorbereitend wirkenden Faktoren für den Wartenberg speziell nur untergeordnet in Anspruch genommen werden können.

Modifizierend muß jedoch betont werden, daß ich nur im Hinblick auf die Malmabteilung und insbesondere auf den Basalt, eine katastrophenartige Zerstörung anzunehmen geneigt bin, während für die Doggerformation die langsam einschneidende Erosionstätigkeit fließenden Wassers in Betracht kommen dürfte. An der heutigen tiefsten Stelle des Donaueschinger Beckens hatte ein Abschluß statt, den wir uns vom Hörnekapf bis zum Kapf (Top.-K.) leicht rekonstruieren können. Die auf den Lias sich aufsetzende Braun-Juraterrasse mußte erst abgetragen bezw. durchsägt werden, damit die heutige Konfiguration erzeugt werden konnte.

Für die Beseitigung des Weiß-Jura, der die erodierte Doggerbarre überlagert hatte, nebst den fraglichen Basaltteilen könnten Wassermassen allein nur dann in Frage kommen, falls der Stausee plötzlich an dieser Stelle zum Durchbruch gezwungen worden wäre. Ein solcher Zwang könnte aber wieder nur in Verbindung mit einer tektonischen Störung östlich vom Wartenberg (d. h. donauabwärts) gedacht werden, was bekanntlich nicht der Fall ist. Den Vorgang der Erosion, bei welchem das Wasser lediglich dem

natürlichen Schichtenfallen folgen muß, kann ich mir nur langsam und allmählich wirkend vorstellen. Wenn auch die Weiß-Juramassen dem Hauptstoß der Erosion verhältnismäßig rasch zum Opfer fallen konnten, so müßte der bloßgelegte Basalt doch auf lange Zeit hin den zersetzenden Erosionskräften ausgesetzt gewesen sein. Daß dies aber nicht der Fall gewesen sei, geht aus der großen Frische der Schuttmassen hervor.

Während erodierende »Wasser«massen auf die sich entgegenstellenden Hindernisse einen »Schub« im Sinne der Stromrichtung ausüben können, vermag ich für die Abtragung der Basaltteile des Wartenbergs nur eine reißende Kraft anzunehmen nach Art einer Brandung, welche Gesteinsmassen des Strandes in die Meereswogen herab»kämmt«. Die Brandung könnte aber nur eine Ablagerung der Schuttmassen auf der inneren Böschung der abschließenden Jurabarre veranlaßt haben.

Es bleibt somit nur noch die »reißende« Wirkung sich zurückziehender Eismassen für unseren Fall übrig.

Nur unter größtem Vorbehalte wage ich hier einer solchen Annahme Ausdruck zu verleihen und muß die Prüfung auf ihren inneren Wert der staatlichen Aufnahme anheimstellen.

Bei Betrachtung der orographischen Verhältnisse am Wartenberg drängen sich die Fragen auf:

1. Welche Ursache ist für die Erhaltung des Wartenbergkegels anzunehmen?

2. Worin liegt es begründet, daß die Donau sich gerade am Südhange auf ihr heutiges Niveau eingeschnitten hat?

Hinsichtlich der ersten Frage wollen wir uns erinnern, daß der Breccienmantel an der Nordwestseite durch Erosion von den ihn bedeckenden Doggersedimenten befreit wurde. Seine horizontale Erstreckung fällt in die allgemeine Streichrichtung Südwest—Nordost und die Verbindungslinie der drei basaltischen Durchbruchsstellen ebenfalls nahezu.

Der Hauptstoß der in Nordwest—Südost gerichteten Erosion traf senkrecht gegen die Schichtenköpfe auf und mußte deren Widerstand im Sinne des Fallens überwinden.

Die Erhaltung der Malmreste gerade an der Ostseite des Schloßbasaltes ist geeignet, jene Auffassung zu stützen. Sie konnten eben nur dort verschont bleiben, weil sie (man gestatte den Ausdruck) im »Erosionsschatten« gelegen waren. Auch die Ablagerung der Schuttmassen am Südosthange konnte nur dort statthaben, ebenfalls im Sinne des Einfallens; an anderen Stellen des Berges konnten solche Quantitäten nicht angehäuft werden.

Denken wir uns die Basalte überhaupt hinweg, so müßte auf der ganzen Erstreckung vom Kapf bis zum Hörnekapf das ganze Hindernis der Sedimente gleichmäßig entfernt sein.

Dem Basalt allein haben wir es zu verdanken, daß der Wartenberg die Erosionstätigkeit brechen und zerteilen konnte.

Die Eruptionen haben die nördliche Kegelhälfte betroffen und die kleinen Basaltaufschlüsse dürften darauf hinweisen, daß ein magmatischer Kern unter dem ganzen Nordhang liege, nur durch eine schwache Sedimentschicht bedeckt.

Bei Berücksichtigung der Erosionsrichtung gegen die Nordwestflanke müßte gerade erwartet werden, daß das Einschneiden der Gewässer auf der Nordseite des Berges sich am nachdrücklichsten vollzogen haben sollte oder, da ja die Beschaffenheit der Sedimentgebilde beiderseits die gleichen waren, müßte wenigstens der Wartenberg heute als Insel zwischen zwei Donauarmen emporragen.

Als Ursache zur Erhaltung des Wartenbergs stellt sich daher lediglich das Eruptivgestein dar, und zwar zunächst nur als Hindernis gegenüber den erodierenden Kräften.

Aber auch hinsichtlich der zweiten Frage muß der magmatische Bestandteil unseres Berges die mittelbare Veranlassung gebildet haben.

Entgegen der nächstgelegenen Erwartung hat die Erosion auf der

Nordseite nur bis zu 718 m ü. d. M. bei Dreilerchen wirken können, während das heutige Donaubett ca. 53 m tiefer liegt.

Bei dem bestehenden Rücken zwischen Wartenberg und dem fürstlichen Wildpark, liegen keinerlei Hinweise für eine etwa tektonische Aufwölbung vor. Dagegen führt er zu der Vermutung, daß er von basaltischem Gestein unterteuft werde.

Der Gedanke ist ferner nicht von der Hand zu weisen, daß durch den Einfluß der eruptiven Vorgänge nach Art eines Kontakthofes die dem Magma benachbarten Sedimentgesteine derartig verändert sein möchten, daß sie der Erosion auf eine gewisse konzentrische Entfernung hin größeren Widerstand entgegensetzen konnten als entferntere Teile.

Um dieser Annahme einen gewissen Halt zu verleihen, müssen wir den Blick auf den benachbarten Fürstenberg lenken.

In ihm haben wir ein völliges Analogon, was die Form des Kegelberges anbetrifft, nur mit dem Unterschied, daß dieser noch mit einer Weiß-Jurakappe von mehreren Dekametern Mächtigkeit bedeckt ist.*

Bei dem völlig gleichartigen Material der Doggerabteilungen beider Berge gibt es nur zwei Erklärungsmöglichkeiten: Bei Absatz der Sedimente des Braun-Jurameeres müßten zwei Oasen aus ganz abweichendem Material angenommen werden, durch dessen höhere Widerstandsfähigkeit a priori die heutige Form für beide Berge vorgeschrieben gewesen sei. Eine solche Erklärungsweise birgt jedoch ihre völlige Unhaltbarkeit in sich selbst.

Das die Gleichheit der Formen bedingende Material kann somit einzig und allein ein eruptives Gestein sein.

Bei solcher Überlegung kann ich mich des Verdachtes nicht erwehren, daß der Fürstenbergkegel ebenfalls ein eruptives Gestein berge, das von der Erosion noch nicht erreicht wurde.

* Der Westhang des Fürstenberges entspricht dem Donaueinschnitt am Wartenberg, während ein kammartiger Rücken die Verbindung mit den „Längen" ostwärts herstellt.



Daß die am Wartenberg heute sichtbaren Basaltteile lediglich durch Erosion in Erscheinung getreten seien, unterliegt keinem Zweifel.

Aus letzterem Abschnitt sei nocheinmal zusammenfassend hervorgehoben:

1. das heutige Relief des Blattes Geisingen und insbesondere das des Südostgebietes ist als ein Werk der Erosion (vielleicht einer glazialen) anzusehen, ohne Beteiligung junger tektonischer Vorgänge;

2. die Erhaltung des Bergkegels sowie der heutige Lauf der Donau sind dem Einfluß der Eruptivprodukte zu verdanken;

3. die analoge Gestalt des Fürstenbergs setzt gleiche Vorbedingungen für beide Berge gegenüber dem Erosionsphänomen voraus. Es folgt daraus logischerweise, daß der Fürstenberg einen eruptiven Gesteinskern enthalten muß.

Über einige Alkaligesteine aus Spanien.

Von A. Osann.

Mit 1 Tafel und 1 Textfigur.

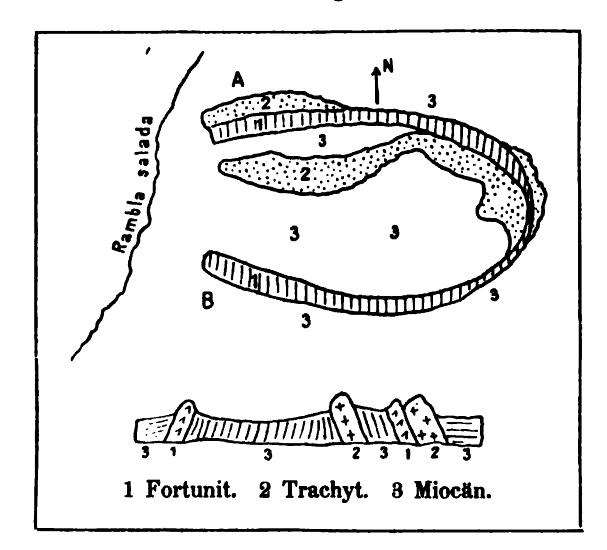
---

1. Der Fortunit von Fortuna, Prov. Murcia.

Im Boletín de la Comisión del mapa geológico de España Bd. 20, 1893 hat Ramón Adán de Yarza unter dem Namen Fortunit ein Eruptivgestein von Fortuna, Prov. Murcia, beschrieben, das nach seiner Schilderung große Ähnlichkeit mit des Verfassers Verit von Vera-Garrucha, Prov. Almeria, hat. Über das geologische Auftreten des Fortunits gibt Yarza folgendes an: Etwa 3 km südöstlich von Fortuna an der alten Straße nach Orihuela findet sich in der hügeligen, von miozänen Sedimenten gebildeten Landschaft eine Reihe kleiner Erhebungen, die ihrer dunklen Farbe wegen den Namen »Cerricos negros« führen. Unter ihnen ist besonders eine bemerkenswert, welche die Form eines im Westen durch ein breites Flußbett, die Rambla salada, durchschnittenen Ovales besitzt, dessen größerer O-W-Durchmesser zirka 200 m beträgt. Der südliche Rand dieses Halbovales wird von dem erwähnten Fortunit gebildet in einer Mächtigkeit von 6—8 m und ungefähr ebenso hoch sich über die miozänen Mergel der Umgebung erhebend. An dem gegenüberliegenden nördlichen Rand wechsellagert Fortunit mit einem grauen, glimmerführenden Trachyt, der auch einen Teil der übrigen Eruptiv-

hügel zusammensetzt. Tertiäre Mergel nehmen den größeren Teil des Innern dieses Ovales ein. Auf der gegenüberliegenden Seite der Rambla salada findet sich noch ein niederer Hügel, dessen nördliche Hälfte aus Trachyt, dessen südliche aus Fortunit besteht.

Zur Illustration dieser Verhältnisse gibt Yarza beifolgende Skizze und ein N-S gelegtes Profil. Ferner sagt er: »Ich konnte nicht mit Sicherheit entscheiden, ob die Eruption des Fortunits derjenigen des Trachyts vorausging oder ihr folgte, zum Teil scheint dieser über jenem zu liegen, zum Teil scheint das Umgekehrte der Fall zu sein. Wahrscheinlich hat die Bildung des Fortunits zwischen den Trachyteruptionen stattgefunden und ist durch eine Verminderung der Azidität des Magmas bedingt worden.«



1 Fortunit. 2 Trachyt. 3 Miocän.

Die petrographische Beschreibung des neu benannten Gesteins ist sehr kurz; als Gemengteile werden Olivin, Phlogopit, Apatit und Glas erwähnt. Das Glas enthält neben Glimmermikrolithen auch »Belonite«, die farblos durchsichtig, blaue Polarisationsfarben zeigen und schief auslöschen, zum Teil unter Winkeln von 45°. Bei dem vollständigen Fehlen von Zwillingslamellierung und ihrer hohen Lichtbrechung könnten sie dem Feldspat nicht zugerechnet werden. Vor dem Verit soll sich demnach der Fortunit durch den vollständigen Mangel an Pyroxenmineralien auszeichnen; er sei demnach charakterisiert als ein vitrophyrisches Eruptivgestein der Mineralkombination Olivin-Phlogopit »con exclusion de otros minerales«.

Der Fortunit schien mir von Interesse wegen seiner Beziehungen einerseits zum Verit, hauptsächlich aber zu dem erwähnten Trachyt, der nicht

näher beschrieben wird. Im Frühjahr 1904 und 1905 hatte ich Gelegenheit, Fortuna zu besuchen. Zu der allgemeinen geologischen Beschreibung YARZA's ist vielleicht noch hinzuzufügen, daß der auf seiner Skizze nicht angegebene Teil des kleinen Eruptivgebietes nordöstlich und östlich von dem abgebildeten Halbzirkus liegt und daß dort ebenfalls Trachyt und Fortunit nebeneinander vorkommen; nach Süd und West folgt nur Tertiär und das Aluvium der Rambla. Nach der Auffassung YARZA's, wie sie aus dem beigegebenen Profil hervorgeht, durchbrechen sowohl Trachyt als Fortunit gangförmig das Tertiär, dessen im allgemeinen ungestörte Schichten offenbar durch die Eruptivgesteine stark disloziert und aufgerichtet sind. Diese Vorstellung ist zweifelsohne aus den Verhältnissen am Südrand des Halbovales (bei B der Skizze) entstanden, wo die Aufschlüsse am besten sind. Hier steht der vollständig frische pechglänzende schwarze Fortunit an und wie mir ein Bauer der Umgegend erklärte, sei er »la madre del carbon«, er solle in der Tiefe in Kohle übergehen. Diesem Glauben ist es zu verdanken, daß hier auf der Suche nach Kohlen zwei flache Schächte abgeteuft wurden, von denen der eine leider wieder verschüttet ist. Der noch Erhaltene setzt direkt am Westende dieses Flügels am Abhang gegen die Rambla auf und hat den Kontakt des Eruptivgesteins gegen die südlich anliegenden Mergel entblößt. Die Grenze beider Gesteine verläuft nahezu saiger, die Mergel sind am Kontakt stark aufgerichtet und fallen unter 65° nach Süd, also von der Kontaktfläche ab. Eine Veränderung der Mergel ist kaum zu erkennen, sie scheinen nur sehr unwesentlich gehärtet zu sein. Der Fortunit ist, wie auch weiterhin noch zu beobachten ist, plattig abgesondert, die Absonderungsflächen sind der Kontaktfläche parallel und die sonst im Gestein regellos verteilten tombakbraunen Glimmerblättchen sind ebenfalls dieser Fläche parallel angeordnet. Nach der Nordseite ist die Grenze gegen das Tertiär verschüttet. Aus diesem Profil und dem ganzen Verlauf des gratartig aus dem Miozän hervorragenden Südflügels läßt sich mit Sicherheit schließen, daß tatsächlich hier ein Gang vorliegt, der bei B W-N-W streicht und in seinem östlichen Verlauf mehr nach O-N-O umbiegt.

Anders liegen die Verhältnisse an dem nördlichen Flügel des Halbovals und im Osten und Nordosten von demselben. Die Eruptivhügel sind hier die erodierten Reste eines Oberflächenergusses, dessen Überlagerung über das Tertiär an einer Stelle im Osten sehr gut zu beobachten ist. An der ungefähr horizontalen Überlagerungsfläche ist das sonst trachytisch entwickelte Eruptivgestein ebenfalls pechsteinartig ausgebildet und von dem Fortunit des Ganges mikroskopisch nicht zu unterscheiden. Mandelsteinstruktur ist in diesem Teil des Eruptivgebietes zum Teil sehr typisch entwickelt, während sie in dem Gang vollständig fehlt. Die Mandeln sind in O-W-Richtung in die Länge gezogen, diese war also die Flußrichtung des Stromes.

Schon im Felde drängt sich die Überzeugung auf, daß hier Übergänge zwischen dem feldspatreichen Trachyt und dem feldspatfreien oder -armen Fortunit stattfinden; die Hauptmasse des letzteren hat ein braungraues unfrisch-erdiges Aussehen, enthält aber den für das gangförmige Vorkommen so charakteristischen tombakfarbenen Glimmer. Mikroskopisch läßt sich nachweisen, daß solche Varietäten etwas Feldspat in spießigen, in der Regel divergentstrahlig angeordneten Nadeln enthalten, ganz wie der Verit des Cabezo Maria am Cabo de Gata; das Pechsteinglas ist stark zersetzt. Offenbar liegen hier peripherische Teile des Stromes vor, der im Innern trachytisch ausgebildet war; durch die verschieden intensive Erosion ist der Wechsel beider Ausbildungen an der Oberfläche bedingt. Auf diese Weise erklärt sich die oben angeführte Stelle aus YARZAS Beschreibung über die gegenseitige Stellung von Trachyt und Fortunit. Aus den später anzuführenden Analysen beider geht ihre vollständige chemische Identität hervor. Für eine Steilstellung der Miozänschichten im Innern des Halbovals, wie sie in dem reproduzierten Profil angegeben ist, finden sich keinerlei Anhaltspunkte, sie ist offenbar aus den erwähnten Verhältnissen am unmittelbaren Kontakt des Ganges im Süden abgeleitet worden. In dem mit Feld bestellten Boden fehlen Aufschlüsse, die eine derartige Beobachtung zuließen, vollständig.

Demnach verhält sich der Fortunit dem Trachyt gegenüber genau so, wie viele Limburgite Basalten gegenüber, sie bilden die Randfazies von Basaltströmen und begleiten letztere in Form von Gängen. Über das Alter dieser Eruptivgesteine von Fortuna läßt sich nach diesen Verhältnissen nur angeben, daß sie jünger als die Miozänschichten sind, die sie überlagern und gangförmig durchsetzen.

Der typische Fortunit von dem beschriebenen Gang ist ein schwarzes Gestein von pechsteinartigem Glanz, in dem das bloße Auge nur reichlich bronzefarbenen bis rotbraunen Glimmer erkennt. Diese Glimmerblättchen sind größtenteils kristallographisch gut begrenzt und in der Nähe des Gangsalbandes diesem parallel orientiert, so daß sie auf dem Querbruch vollständig zurücktreten. Fehlt diese Parallelanordnung, so sind Handstücke von dem Verit der Umgebung von Vera nicht zu unterscheiden. Mit der Lupe kann man noch vereinzelte kleine Olivineinsprenglinge wahrnehmen, außerdem zeigt nahezu jedes Handstück bis nußgroße, den Olivinknollen basaltischer Gesteine entsprechende Primärkonkretionen.

Auch unter dem Mikroskop ist das Gesteinsbild dem des Verits zum Verwechseln ähnlich. Zersetzungserscheinungen selbst bei empfindlichen Mineralien wie Olivin und ebenso bei dem Gesteinsglas fehlen vollständig. Wie bei dem Verit herrscht der Masse nach das bräunlichgelb durchsichtige Pechsteinglas vor; fleckenweise ist es nahezu homogen, meist aber erfüllt mit winzigen opaken Körnchen und Stäbchen, welch' letztere sich gern zu sternartigen Gruppen aggregieren. Größere dieser Gebilde zeigen die Form hexagonaler Täfelchen und werden mit der braungrauen Farbe des Titaneisens durchsichtig. Wie beim Verit gehen die Dimensionen des Glimmers bis zu außerordentlicher Feinheit herab und jedes dieser kleinen Blättchen wird in sehr zierlicher Weise von einem mikrolithenfreien hell gefärbten Glashof umgeben.

Die dem Glase gegenüber an Masse zurücktretenden kristallinen Gemengteile sind Olivin, Glimmer und Diopsid — genau wie beim Verit. Der Augit



tritt zwar sowohl was Menge als Größe der Individuen anbetrifft den beiden ersteren gegenüber zurück, doch ist er durchaus nicht spärlich und stets gut kristallisiert. Wenn nach Yarza der Fortunit sich von dem Verit durch den Mangel an Pyroxenen unterscheiden soll, so ist dies unrichtig; beide Gesteine sind mineralogisch vollkommen und chemisch, wie später gezeigt werden wird, bis auf unwesentliche Unterschiede gleich.

Der Olivin ist größtenteils kristallographisch gut begrenzt und nach der c-Achse säulenförmig ausgebildet, stets steht die Ebene der optischen Achsen senkrecht auf der Längsrichtung der Durchschnitte. Bei Schnitten $\perp$ zu c, die durch ihre starke Doppelbrechung leicht kenntlich sind, ist (110) stark vorherrschend, daneben tritt schmal (010) auf, während (100) in der Regel ganz fehlt. Schnitte normal zur positiven Bisectrix zeigen terminal (021) groß entwickelt. Zwillingsartige und unregelmäßig knäuelförmige Durchwachsungen sind sehr verbreitet; unter den ersteren ließ sich das gewöhnliche Zwillingsgesetz nach (011) konstatieren. Wahrscheinlich sind auch noch andere gesetzmäßige Verwachsungen vorhanden; so zeigte ein Durchschnitt die Verwachsung zweier Individuen, die beide normal zur positiven Bisectrix, also parallel zu (100) geschnitten waren, sie löschen gleichzeitig aus, ihre c-Achsen dagegen stehen senkrecht aufeinander, wie man an den Umrissen und einer Prüfung mit dem Gipsblättchen nachweisen kann. Demnach liegen sie symmetrisch zu einer Brachydomenfläche, die gegen (001) und (010) annähernd gleich geneigt sein muß; ein Doma (074) bildet mit (001) einen Winkel von $44^\circ\ 15'$, ist aber, soweit mir bekannt, noch nicht als Kristallfläche am Olivin beobachtet worden.

Andrerseits zeigen viele Olivine weitgehende Korrosionserscheinungen, ihre Konturen sind gerundet, gelappt und buchtenartig ausgefressen oder ein größeres Individuum zerfällt in eine Reihe in der Schliffläche nicht zusammenhängender, aber gleich orientierter Partien. Andere Durchschnitte sind teilweise noch kristallographisch begrenzt, teilweise korrodiert und es scheint, als ob die terminalen Flächen stärker angegriffen wurden, als die

der Prismenzone. Alle diese Korrosionsphänomene sind von einer sehr eigentümlichen Erscheinung begleitet. An den korrodierten Stellen und zwar nur an diesen beobachtet man zahlreiche, winzige opake Stäbchen, die sich an den Olivin anlegen oder aus dem Glas in ihn hineinzuragen scheinen. Diese Stäbchen sind alle unter sich und mit ihrer Längsrichtung der c-Achse des Olivins parallel. Die Tafelfigur 1 zeigt einen Olivindurchschnitt, der auf einer Seite noch kristallographisch begrenzt, auf der anderen durch Korrosion stark angefressen ist, zugleich sieht man die Stäbchen an der letzteren sich an den Olivin anlegen. Da diese korrodierte Seite flach in die Schliffläche einfällt und auf die Unterseite des Schliffes eingestellt ist, erscheinen die Konturen des Olivins und die oberen Stäbchen im Bild unscharf. Unter günstigen Verhältnissen zeigt sich, daß diese Gebilde die Durchschnitte von hexagonal begrenzten, aber stark verzerrten Titaneisentäfelchen sind. Ähnliche regelmäßige Verwachsungen von Olivin und Titaneisen sind schon mehrfach beobachtet worden; am ausführlichsten beschrieben und abgebildet wurden sie von Streng* aus dem Dolerit von Londorf. Auch hier sind die Titaneisenleisten »an und in« den Olivin gewachsen und ragen aus ihm weit in das Nebengestein hinaus; ihre Orientierung ist der Fläche (100) und der c-Achse desselben parallel. Der Olivin dieser Verwachsungen bildet in der Grundmasse des Dolerits »langgezogene Fetzen und Läppchen oder Nadeln, die oft in großer Anzahl parallel nebeneinander liegen und optisch gleich orientiert sind«. Streng faßt sie als Wachstumsformen auf, nach seinen Abbildungen ist man versucht, sie ebenfalls als Korrosionsreste zu deuten. Dana** erwähnt solche Verwachsungen aus Basalten der Sandwich-Inseln; der Olivin ist nach seiner Beschreibung sehr häufig korrodiert und nach den beigegebenen Abbildungen sind es gerade diese korrodierten Individuen, welche die regelmäßige Verwachsung mit Titaneisen zeigen, obgleich im

* A. Streng: Der Dolerit von Londorf. N. J., 1888, II, pg. 181.

** E. S. Dana: Contributions to the Petrography of the Sandwich Islands. Am. Jour. Sci. 137. Bd., 1889, pg. 446.

Text dies Verhältnis nicht erwähnt wird. Im Fortunit besteht eine kausale Beziehung zwischen beiden Erscheinungen zweifellos, doch ist eine Erklärung schwer zu geben, man könnte für sie nur den Eisengehalt des gelösten Olivins, der nach Glühversuchen an Schliffen ein hoher sein muß, heranziehen; daß das Glas noch kurz vor seiner Erstarrung titanhaltig war, beweisen die früher erwähnten, jedenfalls sehr jungen Titaneisenmikrolithe.

Die kleinen säulenförmigen Diopsidkriställchen des Fortunits sind wohl die »Belonite« Yarza's, die nach ihm stark lichtbrechend sind und bis zu 45° schief auslöschen; sie bieten nichts Bemerkenswertes.

Der Glimmer hat alle die charakteristischen Eigenschaften wie im Verit vom Cabo de Gata. Vor allem fällt der kräftige Pleochroismus von Spaltblättchen auf: der in (010) schwingende Strahl ist hell bräunlichgelb, der der Orthoachse parallel schwingende etwas dunkler braunrosa bis lachsfarben, während der annähernd normal zu (001) schwingende sehr schwach rötlich, in dünnen Schliffen nahezu farblos ist. Der randliche Teil der Durchschnitte ist stets intensiver gefärbt und auch etwas stärker doppelbrechend als die Mitte. Der Winkel der optischen Achsen ist sehr klein, so daß sich im konvergenten Licht das Kreuz kaum öffnet, soweit sich erkennen läßt, ist die Achsenebene (010). In den später zu beschreibenden Gesteinen von Jumilla tritt ein Glimmer von dem gleichen Pleochroismus, aber mit größerem Achsenwinkel auf, der sich mit Sicherheit als II. Art bestimmen läßt. Stark ist auch die Abweichung der spitzen Bisectrix von der Normalen zu (001), sie beträgt 6—7°. Schon im gewöhnlichen Licht durch den Pleochroismus, im polarisierten durch die große Auslöschungsschiefe läßt sich, ganz wie beim Glimmer des Verits, die allgemeine Verbreitung von Zwillingsbildung nach dem Tschermak'schen Gesetz konstatieren.

Reichlich enthält der Glimmer Einschlüsse eines farblosen Glases mit Libelle, teils in der Form ihres Wirtes, teils in der sehr feiner Stäbchen, die den Begrenzungslinien des Wirtes parallel gelagert sind. In ganz vereinzelten Blättchen finden sich Einschlüsse eines grünen Spinells, wohl Pleonast.

Der Glimmer wurde isoliert und von Prof. DITTRICH analysiert (I); unter II ist die Analyse des Phlogopits aus Wyomingit von BOARS TUSK angeführt. Die nahe Verwandtschaft der Orendit-Wyomingit-Madupit-Reihe mit den hier zu beschreibenden spanischen Gesteinen wird später noch besprochen werden. Unter III sind die Atomquotienten von I angegeben.

	I	II		III	
SiO_2	42.09	42.56	Si	0.6968	0.7324
TiO_2	2.85	2.09	Ti	0.0356	
Al_2O_3	12.20	12.18	Al	0.2388	0.2674
Cr_2O_3	0.79	0.73	Cr	0.0104	
Fe_2O_3	1.45	2.73	Fe^{III}	0.0182	
FeO	3.70	0.90	Fe^{II}	0.0514	0.6406
MnO	Spur	—			
MgO	23.73	22.40	Mg	0.5880	
CaO	Spur	0.20			
BaO	0.19	1.00	Ba	0.0012	
Na_2O	0.61	0.44	Na	0.0196	0.4096
K_2O	8.91	10.70	K	0.1890	
H_2O	1.81	2.35	H	0.2010	
F	2.39	2.46	F	0.1258	
Sa.	100.72	100.80	O	2.6484	
— O	1.00	1.03			
	99.72	99.77			

Die Übereinstimmung der Analysen I und II ist eine überraschende. Unser Glimmer ist etwas reicher an Eisen und Magnesia, der des Montana-Gesteines an Alkalien und Wasser, die übrigen Differenzen liegen fast im Bereich der analytischen Fehlergrenzen. Beide sind nach dem hohen Magnesia- und Fluorgehalt und den geringen Mengen von Eisen als Phlogopit charakterisiert; in II wird eine Spur Li angegeben, in I dagegen war dieses Metall nicht nachweisbar. Der Berechnung von I wurden die CLARKE'schen Formeln zu Grunde gelegt und das Fluor mit Magnesium zur einwertigen Gruppe MgF vereinigt. Zunächst ergibt sich, daß der Sauerstoff nicht ausreicht,

um (Si, Ti) zur Orthokieselsäure H_4SiO_4 zu binden, es muß, wie dies CLARKE annimmt, dieselbe in geringer Menge durch $H_4Si_3O_8$ vertreten sein. Bezeichnet man SiO_4 resp. Si_3O_8 mit X, so ergeben sich die allgemeinen Moleküle:

			R^I	R^{II}	R^{III}	F	X_3Al
0.0455	$R_9^I X_3 Al$	=	0.4096	—	—	—	0.0455
0.0140	$(R^{II}F)_9 X_3 Al$	=	—	0.1258	—	0.1258	0.0140
0.0572	$R^{II}_9 (X_3 Al)_2$	=	—	0.5148	—	—	0.1144
0.0234	$R^{III}_3 X_3 Al$	=	—	—	0.0702	—	0.0234
			0.4096	0.6406	0.0702	0.1258	0.1973

Für $R^{III} + Al$ resultieren 0.2675. Im Ganzen wurden $0.1973 X_3$ verbraucht, also 0.5919 X; vorhanden sind 0.7324 (Si, Ti), daraus berechnet sich $X = 0.5216 SiO_4 + 0.0703 Si_3O_8$. Dieselben verlangen 2.6488 O, vorhanden sind 2.6484, also eine sehr vollkommene Übereinstimmung.

Diese allgemeinen Moleküle lassen sich gruppieren zu:

0.1622	$R_3^I R_3^{II} X_3 Al$	=	82.2 %
0.0282	$R^I R^{II} R^{III}_2 X_3 Al$	=	14.3 %
0.0069	$R_3^I R_2^{III} X_3 Al$	=	3.5 %

und X besteht aus 88.2 % SiO_4 und 11.8 % Si_3O_8.

Das Molekül $R_3^I R_3^{II} X_3 Al$, das die Phlogopite nach CLARKE wesentlich zusammensetzt, beteiligt sich also mit 82 % am Aufbau unseres Glimmers.

Der Trachyt YARZA's ist ein bräunlichgraues feinkörniges Gestein, das makroskopisch nur spärlich braune Glimmerblättchen erkennen läßt; dieselben sind regellos und nicht scharf gegen die Gesteinsmasse begrenzt, sie scheinen sich in diese zu verlieren infolge ihrer eigentümlichen, später zu erwähnenden Wachstumsverhältnisse. Mit der Lupe kann man noch ganz vereinzelt hell grasgrüne säulenförmige Kristalle eines Pyroxens wahrnehmen. Die übrige Gesteinsmasse erscheint als heterogen kristallines Aggregat, ohne daß die Komponenten bestimmbar sind.

Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein zusammengesetzt aus rhombischem und monoklinem Pyroxen, Glimmer, Feldspat und nicht un-



beträchtlichen Mengen von Glas. Olivin fehlt im Gegensatz zu dem Fortunit ganz und wird hier offenbar durch den rhombischen Pyroxen vertreten, der dem monoklinen gegenüber weitaus vorwiegt; er ist zugleich der einzige Gemengteil, der in zwei getrennten Generationen auftritt. Die Einsprenglinge sind lang säulenförmig entwickelt, aber stets stark zugerundet und korrodiert, es sind das die mit der Lupe sichtbaren Kristalle. Im Schliff sind sie farblos ohne merkliche Absorptionsunterschiede, also wohl Enstatit oder ein eisenarmer Bronzit; dafür spricht auch ihre teilweise Umwandlung in ein grünes, faseriges, stark doppelbrechendes, jedenfalls dem Serpentin nahestehendes Mineral. Rundliche farblose Glaseinschlüsse führen sie recht reichlich.

Die jüngere Generation des rhombischen und der dem Diopsid nahestehende monokline Pyroxen sind im gewöhnlichen Licht nicht zu unterscheiden. Beide treten in Form scharf ausgebildeter lang säulenförmiger Individuen von geringen Dimensionen auf, besonders der rhombische sehr reichlich. Beide sind in gleicher Weise in Feldspat, Glimmer und Glas eingewachsen, so daß ihre Bildung eine relativ frühzeitige war, jedenfalls der der beiden ersten Gemengteile vorausging. Bei beiden ist die Färbung sehr schwach grün, Absorptionsunterschiede sind nicht wahrnehmbar.

Der Glimmer ist dunkler als in dem Fortunit und gleicht seinem Pleochroismus nach mehr dem normalen Biotit der Eruptivgesteine; nie sinken seine Dimensionen bis zu solcher Feinheit herab wie in dem Fortunit. Dagegen zeigt er in hohem Grad lückenhaftes Wachstum und den Aufbau aus Subindividuen, so daß sein Aussehen etwas an das der siebartig durchlöcherten Glimmer vieler Hornfelse erinnert. Im zentralen Teil der Durchschnitte sind es rundlich oder gelappte Blättchen, die parallel untereinander verwachsen sind, am Rand macht sich eine Tendenz zu regelmäßiger sechsseitiger Ausbildung geltend.

Der wasserhelle Feldspat ist wie der Pyroxen stets regelmäßig begrenzt, seine kurz leistenförmigen und quadratischen Durchschnitte lassen auf einen

nach der a-Achse säulenförmigen Habitus schließen. Polysynthetische Zwillingsstreifung fehlt ganz; einfache Zwillingsbildung mit gleich stark entwickelten Individuen nach dem CARLSBADER Gesetz ist häufig. Alle Verhältnisse sprechen dafür, daß nur ein Feldspat und zwar Sanidin vorhanden ist. Die Brechungsexponenten auch der langsameren Welle wurden stets kleiner als der des Kanadabalsams gefunden. Quadratische Schnitte normal zur Längsrichtung sind nahezu isotrop und geben im konvergenten Licht ein scheinbar einachsiges negatives Achsenbild, der Achsenwinkel ist also wie häufig beim Sanidin sehr klein; bei Albit und Oligoklas sollte man einen Achsenwinkel von nahezu 90° erwarten. Zu dem gleichen Resultat führt die Untersuchung isolierter Spaltblättchen; ebenso läßt sich aus der Bauschanalyse des Gesteins mit Sicherheit auf das Fehlen von Kalknatronfeldspäten schließen. In einer Lösung, die schwerer als 2,59 war, fielen keine homogenen Feldspatkörner mehr aus.

Von akzessorischen Gemengteilen sind nur zu erwähnen: Apatit mit seinen gewöhnlichen Eigenschaften und spärliche Eisenerze, ihrer Ausbildung nach Titaneisen.

Interessant ist, daß sich sowohl in dem Fortunit als auch dem olivinfreien Trachyt die bekannten gewöhnlich als Olivinknollen bezeichneten Primärconcretionen finden. Nie erreichen sie bedeutende Dimensionen, etwa bis Nußgröße, sind aber besonders in dem Fortunit so allgemein verbreitet, daß man kaum ein Handstück ohne sie schlagen kann. In dem Trachyt sind sie bedeutend spärlicher, auch ist hier in der Regel der Olivin schon ganz umgewandelt, dagegen lassen sich der grasgrüne Chromdiopsid und der schwarze Picotit, letzterer in Körnern bis zu Millimetergröße, schon mit bloßem Auge erkennen.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß an der Zusammensetzung der frischen, dem Fortunit entstammenden Knollen neben Olivin und monoklinem Augit sich auch rhombischer recht reichlich beteiligt. Alle drei Mineralien werden farblos durchsichtig und lassen sich nur nach Spaltbarkeit, Stärke

der Doppelbrechung und optischer Orientierung unterscheiden. Der Picotit von grünbrauner Farbe verhält sich stets isotrop. Isolierte Körnchen ritzen Quarz und erteilen der Boraxperle die für Chrom charakteristische smaragdgrüne Färbung. Eisenerze fehlen diesen Knollen nahezu ganz.

Keiner der Hauptgemengteile zeigt Kristallform, größere Knollen bestehen aus einem reinkörnigen, allotriomorphen Gemenge der farblosen Mineralien; der Picotit tritt zum Teil in einzelnen größeren Körnern mit gerundeten oder gelappten Konturen, zum Teil als Haufwerk kleiner Körnchen und Oktaederchen auf.

Auch Phlogopit findet sich in diesen Primärkonkretionen und es scheint, daß wenigstens ein Teil desselben ein ursprünglicher Gemengteil in ihnen ist. Kleinere Knollen und die peripherischen Teile der größeren werden durchzogen von Adern und Kanälen des Pechsteinglases, das aus dem normalen Gestein sich in sie eingefressen hat. Das Glas ist hier etwas heller gefärbt und ärmer an Mikrolithen, besonders fehlen ihm die Glimmermikrolithe, dagegen enthält es größere Blättchen dieses Minerals mit all' seinen charakteristischen optischen Eigenschaften und reich an Glaseinschlüssen wie im Hauptgestein. Ein einheitlich orientiertes Glimmerindividuum füllt manchmal einen solchen Kanal seiner ganzen Breite nach aus und windet sich dann fadenartig zwischen den Gemengteilen des Knollens hindurch; in der Regel kann man in seinem weiteren Verlauf den Zusammenhang mit einer Glasader und damit sein jugendliches Alter nachweisen. Andererseits finden sich aber auch Phlogopitdurchschnitte, die scheinbar ohne Zusammenhang mit diesen eingefressenen Kanälen mitten in dem Olivinknollen liegen und erfüllt sind von Picotitkörnern, die in sehr zierlicher Weise kranzartig angeordnet sind. Da Picotit dem normalen Fortunit ganz fremd ist und es außerdem höchst unwahrscheinlich ist, daß diese Körner alle durch Korrosion aus dem Knollen gelöst und wieder in so regelmäßiger Weise in ihrem Wirt konzentriert und eingeschlossen wurden, kann man wohl nur annehmen, daß Phlogopit auch als primärer Gemengteil sich in den Knollen ausgeschieden hat.

Allenthalben wo das Glas mit den Mineralien der Knollen in Berührung kommt, sind Korrosionserscheinungen zu beobachten, am intensivsten natürlich an der Grenze gegen das Hauptgestein. Dieselbe Bildung von Titaneisen an den Rändern des Olivins, wie sie oben beschrieben wurde, hat hier stattgefunden; am Bronzit ist eine Neubildung von monoklinem Pyroxen eingetreten, ähnlich wie sie Schwantke* aus Olivinknollen des Basaltes der beiden Badsteine beschrieben hat. Langsäulenförmige gut begrenzte Augitindividuen, unter sich und mit ihrer Längsrichtung den Spaltrissen des Bronzits parallel, haben sich wie Zaunpfähle an diesen angesetzt, so daß ihre Auslöschung eine gleichzeitige und von der des Bronzites abweichende ist; eine feinkörnige Zwischenzone, wie sie Schwantke zwischen Bronzit und neu gebildetem Augit abbildet, fehlt dagegen. Der monokline Pyroxen scheint von den Gemengteilen der Knollen am wenigsten angegriffen zu sein, wie auch nach seinem Auftreten im Fortunit zu erwarten ist.

Was nun die systematische Stellung der Gesteine von Fortuna anbetrifft, so ist dieselbe, wenn man von dem alten klassifikatorischen Prinzip der mineralogischen Zusammensetzung ohne Berücksichtigung quantitativer Verhältnisse ausgeht, ohne weiteres gegeben. Das sanidinreiche Gestein wäre als Augit führender Enstatit-Phlogopittrachyt zu bezeichnen, das feldspatfreie als eine limburgitische Facies desselben (Verit). Anders gestaltet sich die Sache, wenn man das Mengenverhältnis der Komponenten mit in Betracht zieht, das sich in der chemischen Zusammensetzung wiederspiegelt. In der folgenden Tabelle ist unter I die Analyse des Trachyts, unter II die des Fortunits gegeben. Beide Analysen, sowie alle in dieser Arbeit neu publizierten sind von Prof. Dittrich für mich ausgeführt worden. Auf einen geringen F-Gehalt, der nach der Zusammensetzung des Phlogopits vorhanden sein muß, wurde keine Rücksicht genommen.

---

* A. Schwantke: Über eine interessante Verwachsung von monoklinem und rhombischem Augit im Basalt. Centralbl. f. Min. 1902, pg. 15.

	I	II	III	IV
SiO_2	56.72	57.13	55.17	54.51
TiO_2	1.37	1.60	n. bst.	1.21
Al_2O_3	11.05	10.28	13.49	10.70
Fe_2O_3	2.53	1.90	3.10	2.43
FeO	3.59	4.11	3.55	2.99
MnO	Spur	0.09	0.39	Spur
MgO	9.91	9.73	8.55	10.46
CaO	2.90	3.37	3.15	2.92
BaO	0.09	n. bst.	n. bst.	0.11
Na_2O	1.43	2.56	4.43	2.94
K_2O	6.62	6.07	1.09	3.56
P_2O_5	0.95	0.82	n. bst.	0.48
H_2O	2.76	2.55	4.27	4.96
CO_2	n. bst.	0.07	3.27	2.74
Sa.	99.92	100.28	100.46	100.01

Beide Analysen weichen, wie man auf den ersten Blick sieht, so wenig von einander ab, daß sie nur verschiedenen Ausbildungen eines und desselben Magmas angehören können, wie dies auch aus den geologischen Verhältnissen schon geschlossen wurde. Besonders tritt diese Übereinstimmung hervor, wenn man die Summe der Eisenoxyde statt der Einzelwerte berücksichtigt und wenn in I BaO mit CaO vereinigt wird (in II wurde BaO nicht bestimmt). Auch die Summe der Alkalien ist sehr nahezu die gleiche, wenn auch ihr Verhältnis etwas zu schwanken scheint. Diese hohe Übereinstimmung beider Analysen tritt durch ihre Eigenart besonders hervor. Um diese Letztere gut zur Anschauung zu bringen, sind in der folgenden Tabelle unter V—XX eine Reihe von Analysen meist bekannter Ergußgesteine von gleichem Kieselsäuregehalt angeführt; sie sind Rosenbusch's Elementen entnommen und so zusammengestellt, daß V—XII Alkalikalkmagmen, XIII bis XX Alkalimagmen repräsentieren.

	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
SiO_2	56.76	57.55	56.07	56.19	57.69	58.23	55.19	57.25
TiO_2	—	1.58	1.24	—	0.82	0.50	—	0.60
Al_2O_3	16.79	13.67	19.06	16.12	14.48	17.14	16.42	16.45
Fe_2O_3	2.07	12.86	5.39	4.92	4.40	4.18	5.20	1.67
FeO	6.95	1.17	0.92	4.43	1.71	1.27	4.28	4.72
MnO	—	—	0.23	Spur	—	—	—	0.10
MgO	1.63	0.52	2.12	4.60	5.63	3.59	2.31	6.74
CaO	6.01	1.20	7.70	7.00	5.42	6.10	8.23	7.65
Na_2O	2.43	2.09	4.52	2.96	2.73	3.45	2.82	3.00
K_2O	4.67	7.77	1.24	2.37	2.94	2.68	3.79	1.57
H_2O	2.44	1.45	0.99	1.03	3.44	2.10	2.26	0.40
P_2O_5	0.47	0.15	0.16	0.27	0.29	0.19	—	0.20
CO_2	—	0.62	—	—	0.11	—	—	—
Sa.	100.22	100.63	99.64	99.91	99.88	99.57	100.50	100.35

	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX
SiO_2	57.73	58.80	58.54	56.49	58.48	56.19	57.69	56.32
TiO_2	—	0.40	—	0.74	—	0.57	0.66	—
Al_2O_3	17.85	17.03	17.28	18.77	19.56	20.25	20.44	17.07
Fe_2O_3	4.44	2.44	—	3.00	—	2.76	2.32	3.11
FeO	3.90	5.81	8.61	1.46	4.99	2.32	1.47	6.03
MnO	—	—	—	0.32	—	—	Spur	0.13
MgO	1.77	1.83	1.81	0.63	0.53	1.12	0.70	2.05
CaO	3.65	1.16	3.04	3.29	2.60	4.30	3.18	6.53
Na_2O	3.77	5.22	7.18	7.10	3.14	6.33	7.51	2.24
K_2O	7.65	4.27	3.24	5.18	10.47	4.19	4.74	4.03
H_2O	0.09	2.68	3.25	1.83	0.24	0.65	1.70	2.04
P_2O_5	Spur	0.11	—	0.27	—	0.54	—	0.93
CO_2	—	0.75	1.65	1.00	—	—	0.42	—
Sa.	100.85	100.61	100.60	100.08	100.01	99.47	101.79	100.48

Diese Analysen beziehen sich auf: V Olivinführender Trachyt Sassura, Bolsener See. VI Orthophyr Röthelgehäu, Thüringen. VII Hornblende-andesit mit Augit Hague Vulkan, Alaska. VIII Hypersthenandesit Buffalo

Peaks, Col. IX Bronzitporphyrit Petersberg, Rheinpreußen (mit 0.17 SO_3 0.05 org. Subst.). X Olivinführender Bronzitporphyrit Schlangenfels, Rheinpreußen (mit 0.14 SO_3). XI Labradorporphyrit Rimbachthal, Vogesen. XII Quarzbasalt Cinder Cone, Lassen's Peak. XIII Trachyt Arsostrom, Ischia. XIV Keratophyr Ziegenkopf, Harz (mit 0.11 SO_3). XV Rhombenporphyr Kolsaas, Norwegen. XVI Phonolith Ziegenberg, Böhmisches Mittelgebirge. XVII Leucitphonolith S. Antonio, Rocca Monfina. XVIII Trachydolerit Forodada, Columbretes-Inseln (mit 0.16 SO_3, 0.09 Cl). XIX Nephelintephrit Linsberg, Rhön (mit 0.35 Cl, 0.27 SO_3, 0.34 X). XX Leucittephrit Montalto, Bolsener See.

Die bei dem Vergleich auffallenden charakteristischen Eigentümlichkeiten von I und II sind folgende:

1. Der niedere Tonerdegehalt in Verbindung mit hohen Alkalien, deren Summe über 8%. In II reicht die Al_2O_3 nicht zur Sättigung der Alkalien, es müssen geringe Mengen des Aegirinmoleküls in dem Pyroxen enthalten sein, denn in dem Phlogophit verhält sich $Al : (K + Na) = 0.2388 : 0.2086$, von ihm kann also diese Unterbilanz der Tonerde nicht herrühren. In den nahe verwandten Gesteinen von Jumilla läßt sich zum Teil eine zonare Verwachsung von Diopsid mit Aegirinaugit nachweisen. In der Analyse I ist Al_2O_3 um ein sehr geringes größer als die Alkalien, es bleibt indessen C* unter 1 und c wird 0.5. Beide, Fortunit und Trachyt, sind also typische Alkaligesteine, deren Projektionspunkte auf oder ganz nahe an die AF-Linie der von mir benutzten Dreiecksprojektion zu liegen kommen. Vergleicht man den Tonerdegehalt mit dem der Alkaligesteine XIII—XX, so fällt die außerordentliche Differenz sofort auf. Gerade bei Alkaligesteinen ist bei mittlerem Kieselsäuregehalt die Tonerde sehr hoch; bei Phonolithen, deren mittlerer Kieselsäuregehalt mit dem unserer Gesteine übereinstimmt, liegen die Tonerdemengen am höchsten unter allen Ergußgesteinen. Bei zunehmender

* A. Osann: Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Tsch. M. M. Bd. 19.



Kieselsäure wird durch den Eintritt des Quarzes, bei abnehmender durch das Dominieren dunkler Gemengteile die Tonerde wieder mehr und mehr herabgedrückt. Auch unter den Vertretern der Alkalikalkreihe (V—XII) findet sich, obgleich die Tonerde oft weit stärker herabsinkt, kein Beispiel, das sich unseren Analysen in dieser Beziehung an die Seite stellen ließe. Dabei ist Wert darauf zu legen, daß bei den Gesteinen VI und IX, die den unseren nach Tonerdegehalt am nächsten stehen, auch TiO_2 und P_2O_5 bestimmt und daß beide von zuverlässigen Analytikern ausgeführt sind, so daß die Tonerde wohl sicher nicht zu hoch angegeben ist.

2. Die hohe Magnesiamenge von nahezu 10% und ihr Verhältnis zum Kalk. Auch in dieser Hinsicht sind es wieder gerade die Alkalimagmen (XIII—XX), die am meisten von I und II abweichen; bei nur einer dieser Analysen erreicht die MgO 2% und bleibt mit nur einer Ausnahme stets unter dem Kalk. Nur in XIV ist ein kleiner Überschuß von MgO über CaO. Auch in den angeführten Analysen von Alkalikalkgesteinen erreicht die MgO nie so hohe Zahlen; der höchste Wert von $6^3/_4$% ist kombiniert mit $16^1/_2$% Al_2O_3 und nur $4^1/_2$% Alkalien. Zu berücksichtigen ist dabei, daß trotz der hohen Magnesia die Summe der Eisenoxyde (6%) bei I und II nicht außergewöhnlich nieder ist, wie ein Vergleich mit XIII—XX ergibt.

Sehr auffällig ist, wie schon hervorgehoben, das Verhältnis von zirka 3% Kalk zu 10% Magnesia. Man kann es als Erfahrungssatz aussprechen, daß bei Eruptivgesteinen im allgemeinen die Magnesia mit dem Kalk von sehr geringen Mengen an steigt, diesem gegenüber aber nachsteht, bis der Kalkgehalt ungefähr 10% erreicht hat. Von diesem Punkt ab in sehr basischen und olivinreichen Gesteinen pflegt sie über den Kalk vorzuwiegen. Nur bei hohem Glimmerreichtum, wie ihn besonders lamprophyrische Ganggesteine aufweisen, erreicht und übertrifft teilweise die MgO den auf 6—8% sich belaufenden Kalk an Menge. Unter den in Rosenbusch's Elementen angeführten Analysen von Minetten und Kersantiten sind es nur zwei, die durch ein starkes Zurücktreten des Kalkes gegen Magnesia ausgezeichnet

sind. Der Kersantit von Michaelstein enthält nach KOCH's* ausführlicher Darstellung reichlich accessorische Bestandmassen, die wohl nur als fremde Einschlüsse aufzufassen sind und sein Reichtum an Cordieritdrillingen spricht dafür, daß ein Teil dieser Fremdlinge von dem Magma resorbiert worden ist. Seine Analyse stellt also wohl kein reines Eruptivmagma vor. Die von Doss** beschriebene Augitminette vom Plauen'schen Grund ist 6—7 % ärmer an SiO_2 und 4—5 % reicher an Tonerde als unsere Gesteine. Auch in mineralogischer Beziehung haben diese wenig Gemeinsames mit Lamprophyren. Der Trachyt YARZA's ist ein glimmerarmes Gestein; das Verhältnis von MgO zu CaO kommt mineralogisch zum Ausdruck in dem vollständigen Fehlen von Kalknatronfeldspäten und dem starken Vorherrschen eines magnesiareichen rhombischen Pyroxens gegenüber dem monoklinen, während in Lamprophyren gerade kalkreiche Pyroxene verbreitet sind. Selbst bei dem Fortunit ist die Masse des Glimmers viel geringer als man nach dem makroskopischen Aussehen erwarten sollte, die Blättchen sind sehr dünn, was besonders bei der Isolation für eine Analyse genügenden Materials empfunden wird. Nur bei paralleler Anordnung der Glimmerblättchen erinnert der Fortunit auf dem Hauptbruch makroskopisch etwas an lamprophyrische Ganggesteine.

Von hohem Interesse ist es, daß sich bei den im zweiten Teil dieser Arbeit beschriebenen Gesteinen von Jumilla dieselben chemischen Charaktere wiederholen. Dort wird auf das Verhältnis dieser spanischen Ergußgesteine zu der Orendit-Wyomingit-Madupit Reihe näher hingewiesen werden, zu denen die Jumilla-Gesteine durch ihren Leucitreichtum in naher Beziehung stehen. Schon ROSENBUSCH hat auf die chemische Ähnlichkeit des Verits von Vera mit Orendit und Wyomingit aufmerksam gemacht.

Was das Verhältnis des Fortunits zu dem Verit von Vera-Garrucha anbetrifft, so wurde ihre mineralogische Identität schon früher hervorgehoben. Ge-

* M. KOCH: Die Kersantite des Unterharzes. Jahrb. Kgl. preuß. Land. für 1886.

** B. DOSS: Die Lamprophyre und Melaphyre des Plauen'schen Grundes bei Dresden. Tsch. M. M. Bd. 11. 1890.

steine von trachytischer Ausbildung fehlen bei Vera ganz; nur am Cabezo Maria findet sich ein Verit, der spärliche und nach der a-Achse spießig entwickelte Feldspatmikrolithe enthält, die ihrer stets sehr geringen Auslöschungsschiefe wegen und im Einklang mit der Bauschanalyse des Gesteines für Oligoklas gehalten wurden. Die von mir früher ausgeführte und publizierte Analyse des Verits ist unter III pg. 277 nochmals angeführt. Es ist eine Analyse alten Stiles ohne Bestimmung von TiO_2 und P_2O_5 und entspricht nicht den Anforderungen, wie sie heute gestellt werden und zu stellen sind. Besonders weicht die Tonerde stark von der der Fortuna-Gesteine ab und es ist zu vermuten, daß sie wie bei allen älteren Analysen ohne TiO_2 und P_2O_5 Bestimmung zu hoch ausgefallen ist; auch das Alkalienverhältnis ist ein anderes. Um über diese Punkte Klarheit zu erhalten, habe ich Prof. DITTRICH veranlaßt, nochmals den Verit von Vera zu analysieren. Es wurde zur Analyse ein Handstück ausgewählt, das zwar weniger typisch als das von mir analysierte ist, das aber nach mikroskopischer Untersuchung sich als ärmer an Mandelräumen mit Karbonatausfüllung erwies. Die DITTRICH'sche Analyse ist unter IV angeführt. Ein Vergleich von III und IV ergibt dieselben Unterschiede wie sie nach CLARKE* zwischen den in seinem Laboratorium ausgeführten »earlier »und« later analysis« bestehen. Besonders die Tonerde ist, wie schon vermutet wurde, zu hoch. Das Alkalienverhältnis hat sich zugunsten des Kalis verschoben, und es ist fraglich, ob dasselbe in der Tat in verschiedenen Veritvarietäten so stark schwankt, obgleich auch in den beiden DITTRICH'schen Analysen der Fortuna-Gesteine die Alkalien am meisten von einander abweichen. Jedenfalls sind die DITTRICH'schen Werte als die zuverlässigeren zu betrachten.

Leider sind auch in der neu analysierten Varietät noch $2^1/_2$% CO_2 vorhanden, so daß von einer weiteren Berechnung der Analyse Abstand genommen werden soll. Trotzdem ist die Ähnlichkeit von IV mit I und II

---

* CLARKE, Bull. U. S. S. Nr. 148, pg. 17.

gerade in den Punkten, die oben als charakteristisch hervorgehoben wurden, in die Augen springend, und es erscheint demnach natürlich, den Fortunit Yarza's mit dem Verit zu vereinigen. Den Namen Fortunit möchte ich auf den Trachyt Yarza's übertragen, was um so leichter geschehen kann, als dessen Arbeit ganz unbekannt geblieben zu sein scheint und der Name noch nicht in Lehrbücher übergegangen ist. Der Fortunit wäre demnach ein Ergußgestein der Alkalireihe, das wesentlich aus einem eisenarmen rhombischen Pyroxen, Phlogopit, Sanidin und wenig Diopsid besteht und dessen chemische Zusammensetzung durch die oben angeführten Momente ausgezeichnet ist. Die Stellung beider Fortuna-Gesteine nach meiner chemischen Klassifikation wird erst im zweiten Teil dieser Mitteilungen besprochen werden.

2. Über das Muttergestein des Apatits von Jumilla.

Ebenfalls in der Provinz Murcia und in der Luftlinie etwa 36 km N. N. W. von Fortuna liegt der Fundort des bekannten grüngelben Apatits von Jumilla. Das Vorkommen ist schon sehr lange bekannt, über die Art des Auftretens und die Gesteine, in denen sich das Mineral findet, ist dagegen in der Literatur Zuverlässiges nicht zu erfahren; noch in der allerneuesten Literatur wird selbst der Ort Jumilla bald in die Provinz Murcia, bald an das Cabo de Gata in die Provinz Almeria versetzt. Wohl die erste Erwähnung des Minerals geschah von Romé de l'Isle; er beschreibt in seiner Crystallographie II (1783) unter dem Namen »Chrysolite ordinaire« grüngelbe Kristalle aus Spanien, aber unbekannten Fundorts, doch lassen seine Abbildungen, sowie das von Brisson bestimmte spez. Gew. von 3.0989 wohl keinen Zweifel zu, daß ihm der Apatit von Jumilla vorgelegen hat. Im Jahre 1798 analysierte Vauquelin* solche Chrysolithkristalle, die nach seiner Angabe Launay von einem Kaufmann in Spanien erhalten hatte und stellte

* Annales de Chimie, Bd. 26, 1798.

fest, daß sie aus phosphorsaurem Kalk bestanden und identisch waren mit dem von Klaproth im Jahre 1788 zum ersten Mal analysierten Apatit. Haüy sagt dann in der 1. Auflage seiner »Traité de Mineralogie« (1801) bei Apatit: Die Kristalle, welche in Frankreich Chrysolith genannt werden, sind in Spanien auf dem Berge Caprera nahe beim Cap de Gates im Königreich Murcia vom Bürger Launay gefunden worden. Ihre Gangart ist ein weißer oder gelblicher Stein, der zerfressen zu sein scheint und den mehrere französische Mineralogen für eine Lava angesehen haben. Zuweilen sind sie von blättrigem Eisenglanz begleitet.

Viel später, im Jahre 1859, berichtet De Luna* von einer »Découverte d'un gisement considérable de phosphate de chaux en Espagne«; der nicht näher bezeichnete Fundort soll sich 4 lieues du chemin de fer de la Mediteranée befinden, es konnte sich dies auch nur auf Jumilla beziehen. In einer zweiten Notiz** wird dieser Ort genannt und mitgeteilt, daß der Apatit 1.75% Cer, Lanthan und Didym enthalte; das Mineral werde von einer englischen Gesellschaft für landwirtschaftliche Zwecke ausgebeutet.

Durch Zuverlässigkeit wenn auch Kürze zeichnen sich die Angaben Daubrée's aus dem Jahre 1868 aus:*** »L'apatite se trouve encore en Espagne dans un gisement différent de celui où elle vient d'être signalée; c'est dans les roches volcaniques de Jumilla dans la Province de Murcie en veines, où elle est associée à du fer oligiste cristallisée«. Dagegen heißt es in »Traité des gîtes minéraux et metallifères« von Fuchs und De Launay (1893): »En un seul point nous trouvons dans une roche éruptive un véritable gîte d'apatite; c'est au Cap de Gate, à la point Sud-Est de l'Espagne et notamment dans la petite colline de Jumilla sur une etendue de 22 hectares. Là, l'apatite forme de nombreux cristaux jaune de miel ou vert clair, irrégulièrement disséminés dans une pâte rouge trachitique«.

* Comptes rendus, Bd. 48.
** Comptes rendus, Bd. 63.
*** Annales des Mines, 6. Serie, 13. Bd.

Diese Notiz ist dann in neuere Lehrbücher der Erzlagerstätten übergegangen und es wird die Bildung des Apatites von Jumilla als ein Beispiel magmatischer Konzentration und Ausscheidung angeführt.

Auch aus der spanischen Literatur ist nichts Genaueres zu erfahren. CALDERÓN Y ARANA* sagt, daß sich Apatit zuweilen makroskopisch in Eruptivgesteinen findet »y sobre todo en la conocida esparraguina de la toba andesitica de Jumilla, calificada generalmente, aunque con notoria impropriedad, de traquita«. MALLADA** meint: »La roca eruptiva en que se presenta la esparraguina de Jumilla está por estudiar satisfactoriamente; y si bien se clasificó de traquita andesitica, de basalto y de ofita, probablemente es una toba andesitica.« Auch in der neuesten Zusammenstellung von spanischen Mineralfundstätten von TENNE und CALDERÓN ist nur kurz angeführt, daß der Apatit bei Jumilla in einem andesitischen Tuff vorkomme.***

Die Bezeichnung »andesitischer Tuff« in allen diesen Angaben bezieht sich zweifelsohne auf das am Kontakt mit den Apatitgängen stark umgewandelte Nebengestein; frische Gesteinsproben scheinen niemals untersucht worden zu sein.

Von dem kleinen Landstädtchen Jumilla, das wie Fortuna auf jedem größeren Handatlas angegeben ist, führt eine Fahrstraße in westlicher Richtung nach der Madrid mit Cartagena verbindenden Eisenbahn, Etwa 14 km von Jumilla erreicht diese Straße in einem hügeligen Terrain einen flachen Sattel und teilt sich in einen südlichen Zweig, der nach der Station Agramon und einen nördlichen, der nach der Haltestelle Minateda führt. An dieser Verzweigungsstelle etwas unterhalb des Sattels liegt die alte Apatitgrube

* Los Fosfatos de Cal naturales von Dr. S. CALDERÓN Y ARANA. Anal. de la Soc. Esp. de Hist. Nat., XIX, 1890.

** „Explicación del mapa geológico de España“ in Memorias de la Comisión del Mapa geológico de España. 1895, Bd. I.

*** Die Mineralfundstätten der Iberischen Halbinsel von C. A. TENNE und S. CALDERÓN Y ARANA. Berlin 1902.

»Nuestra Señora de Carmen«. Von hier wurde der gewonnene Apatit nach Minateda transportiert, wo sich noch die Ruinen der Fabrica befinden, in welcher der phosphorsaure Kalk in eine leicht lösliche, zur Verbesserung des Ackerbodens geeignete Form umgewandelt wurde. Agramon und Minateda sind beide ca. 30 km von Jumilla entfernt.

Leider war mein zweimaliger Besuch der Mine nur auf je einen Tag beschränkt, so daß meine geologische Kenntnis der Gegend nur eine sehr fragmentäre bleiben mußte, zumal brauchbare topographische Karten ganz fehlen. So war es nicht möglich, die Ausdehnung des Eruptivgebietes, in dem das Apatitvorkommen liegt, zu fixieren. Die oben erwähnte Angabe von 22 Hektar bezieht sich jedenfalls nur auf denjenigen Teil desselben, in dem Apatit geschürft worden ist. Die Eruptivgesteine erstrecken sich auf ein viel größeres Terrain, dessen Hauptausdehnung eine Nord-Südliche zu sein scheint. Die einzelnen Erhebungen dieser Hügellandschaft bestehen zum Teil ganz aus vulkanischen Gesteinen, zum Teil tragen sie noch eine Kappe eines Conglomerates mit groben Geröllen, das nach der geologischen Übersichtskarte von Spanien (1:400000) miocänes Alter haben soll. Es sind ganz wesentlich Kalkgerölle, die wohl sicher der Sierra de las Cabras im Norden und der Sierra del Molar im Süden entstammen; beide Sierren bestehen nach der erwähnten Karte aus Kreide. Obgleich Gerölle der unterliegenden Eruptivgesteine in dem Conglomerat nicht aufgefunden wurden, ist letzteres doch zweifellos jünger als erstere. Südlich der Straße nach Agramon nehmen die miocänen Schichten an Mächtigkeit zu und die Eruptivgesteine treten nur in tieferen Erosionsschluchten wieder zutage.

Ihrem ganzen Habitus nach gehören die Eruptivgesteine Oberflächenergüssen an, obgleich weder schlackige Ausbildungsformen und Mandelsteinstruktur, noch auch eine Begleitung von Tuffen nachgewiesen werden konnte; nur unter dem aus der Grube geförderten Haldenmaterial finden sich Stücke von blasiger Ausbildung. Vorausgesetzt, daß das Alter der Conglomerate als miocän richtig bestimmt ist, läßt sich also nur behaupten, daß die Eruptiva

nicht jünger als miocän sind. Ihrer chemischen Zusammensetzung nach stehen sie den Gesteinen von Fortuna so nahe — alle dort angeführten chemischen Eigentümlichkeiten wiederholen sich — daß mit Sicherheit geschlossen werden kann, daß beide einem und demselben Magmaherd entstammen; aller Wahrscheinlichkeit nach sind sie auch im Alter nicht sehr verschieden. Fortunit und Verit sind aber bei Fortuna jünger als die dort entwickelten miocänen Mergel, die sie durchbrechen und überlagern, man kann daraus mit einiger Reserve schließen, daß beide Eruptivmassen mittleres miocänes Alter besitzen.

Die Gesteine von Jumilla haben makroskopisch recht verschiedenes Aussehen. Die mikroskopische und chemische Untersuchung stellte indessen fest, daß das gesammelte Material zweifellos petrographisch zusammengehörig ist und die verschiedenen Varietäten ineinander übergehen. Ob diese Varietäten aber nur Ausbildungsformen eines größeren Oberflächenergusses sind oder verschiedenen Ergüssen angehören, läßt sich nach den flüchtigen Beobachtungen, die sich naturgemäß auf das Auftreten des Apatits konzentrierten, nicht entscheiden.

Das Vorkommen des Apatits ist nach den vorhandenen Schürfen und künstlichen Aufschlüssen nur auf einen kleinen Teil des Eruptivgebietes beschränkt oder wenigstens da nachgewiesen worden; der Abbau selbst hat in größerer Ausdehnung nur an einer Stelle stattgefunden. Hier sind die Gesteine sehr stark umgewandelt und werden von zahllosen Gängen und Adern durchsetzt, die aus Apatit und seinen wesentlichen Begleitern Calcit und Eisenglanz bestehen. Nach den noch jetzt zugänglichen Teilen der Gruben, sowie nach den Erzen, die noch in der letzten Zeit des Betriebes zum Transport aufgeschichtet, aber nicht mehr verfrachtet wurden, zu schließen, haben diese Gänge keine große Mächtigkeit erreicht, wohl kaum über einen Dezimeter. Doch ist die ganze Gesteinsmasse vollständig durchtrümmert von einem Netzwerk solcher Spalten; man kann Handstücke von normaler Größe schlagen, die von mehreren bis fingerdicken Adern reinen Apatits durchzogen werden. Gleichzeitig hat sich, wie die mikroskopische Untersuchung

ergibt, in dem umgewandelten Nebengestein allenthalben Apatit angesiedelt, es hat eine vollständige Imprägnation mit Phosphorsäure stattgefunden. Diese ganze Masse ist abgebaut worden und auf sie beziehen sich die Angaben, daß das Erz 7—30% Phosphate und 8—10% Kali besessen hat, welch' letzteres seinen Wert als Düngmittel wesentlich erhöht hat (FUCHS und DE LAUNAY). Aus diesen Verhältnissen ergibt sich, daß der Apatit und seine Begleiter keineswegs das Produkt direkter magmatischer Ausscheidung sind, sondern jüngere Gangausfüllungen, die mit einer starken Umwandlung des Nebengesteins verbunden waren. Schon das reichliche Auftreten von kohlensaurem Kalk läßt keine andere Deutung zu, die Eruptivgesteine von Jumilla sind arm an Kalk. Dazu kommt ein anderes Moment: Mit diesen erzführenden in Verbindung und offenbar gleicher Entstehung sind andere Gänge, die auch in größerer Entfernung von den Gruben die Eruptivgesteine durchschwärmen und nahezu nur aus kohlensaurem Kalk bestehen. Etwa ½ km talabwärts von den Grubengebäuden ist zur Abführung des Wassers, wie die Arbeiter behaupten, ein Graben ausgehoben von ca. 1 m Breite und 5—6 m Tiefe bei senkrechten Seitenwänden; diese sind ebenfalls netzartig durchschwärmt von Carbonatgängen mit lateralsymetrischem Bau: an den Salbändern sind 1—2 cm mächtige Lagen von weissem stenglig-faserigem Calcit, dessen Fasern auf der Gangfläche normal stehen, die zentrale bis dezimeterbreite Ausfüllung ist ziegelrot und besteht vorwiegend aus dichtem Kalkspat. Die ganze Gangmasse löst sich bis auf geringe Mengen eines feinen Schlammes in Säuren, und die Lösung gibt kräftige Phosphorsäurereaktion, obgleich Apatit makroskopisch nicht zu erkennen ist. Solche Gänge durchsetzen auch die überliegenden Conglomerate und sind an mehreren Orten an der Straße nach Minateda aufgeschlossen. Bruchstücke des Nebengesteins sind hier eingehüllt in konzentrisch schalige Massen von Calcit, so daß wie bei Erzgängen eine Cocardenstruktur entsteht. Diese Carbonatabsätze haben ganz das Aussehen von Aragonitsinterbildungen aus heißen Quellen, bestehen aber, wie sich durch die MEIGEN'sche Reaktion nachweisen läßt, aus Calcit. Auch die

Lösung dieser Karbonate gibt kräftige Phosphorsäurereaktion. Man kann daraus nur schließen, daß alle diese Spaltenausfüllungen genetisch zusammengehören und jünger als die miocänen Konglomerate sind; wahrscheinlich sind sie durch Lösungen abgesetzt, die aus der Tiefe kamen. Ob dieser Vorgang wenigstens teilweise, soweit er die Zufuhr von Phosphorsäure anbetrifft, als Nachwirkung der vulkanischen Tätigkeit aufzufassen ist, wird sich wohl mit einiger Wahrscheinlichkeit erst nach der Untersuchung der Umwandlungserscheinungen im Nebengestein entscheiden lassen. Die Beschreibung der letzteren liegt nicht im Rahmen dieser Arbeit und soll erst später folgen.

Der Abbau in Jumilla geschah größtenteils unter Tag, es wurden große Hohlräume ausgehauen, deren Decken durch stehengelassene Pfeiler gestützt sind. An dem Ort des intensivsten Abbaues führen sechs flache Schächte in den Berg und die Kammern, welche man von Tag aus übersehen kann, erreichen eine Tiefe von ca. 10 m. Die größte Tiefe, in der überhaupt gearbeitet wurde, betrug nach der Aussage des Aufsehers, der das Grubenhaus noch bewohnt, etwa 50 m.

Nach der oben angeführten Notiz von De Luna aus dem Jahre 1866 ist der Bergbau bei Jumilla schon in der ersten Hälfte der sechziger Jahre umgegangen, genauere Daten sind nicht zu erhalten. Zum Vergleich sei angeführt, daß die bergmännische Ausbeutung der kanadischen Apatitgänge auch Anfang der sechziger Jahre, die der Gänge von Bamle und Ödegaarden Anfang der siebziger Jahre begonnen hat. Angaben über die durchschnittliche Produktion in Jumilla sind mir nicht bekannt geworden.

Bei der Beschreibung der Eruptivgesteine von Jumilla soll von der chemischen Zusammensetzung ausgegangen werden. Unter I und II sind die Analysen zweier typischer Varietäten angeführt.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO_2	48.81	50.78	46.06	54.08	54.17	50.23	53.70	50.00
TiO_2	1.34	1.28	0.73	2.08	2.67	2.27	1.92	0.73
Al_2O_3	8.17	9.05	10.01	9.47	10.16	11.22	11.16	9.87
Fe_2O_3	3.46	2.96	3.17	3.19	3.34	3.34	3.10	3.46
FeO	3.22	3.64	5.61	1.03	0.65	1.84	1.21	5.01
MnO	Spur	0.09	Spur	0.05	0.06	0.05	0.04	Spur
MgO	14.84	14.29	14.74	6.74	6.62	7.09	6.44	11.92
CaO	7.06	5.29	10.55	3.55	4.19	5.99	3.46	8.31
BaO	0.25	n. bst.	0.32	0.67	0.59	1.23	0.62	0.32
SrO	0.09	n. bst.	0.20	0.20	0.18	0.24	0.19	0.07
Na_2O	1.71	1.05	1.31	1.39	1.21	1.37	1.67	2.41
K_2O	5.73	7.39	5.14	11.76	11.91	9.81	11.16	5.02
P_2O_5	1.39	1.31	0.21	1.36	1.59	1.89	1.75	0.81
H_2O	3.46	2.53	1.44	3.50	1.53	2.65	3.41	1.33
SO_3	n. bst.	n. bst.	0.05	0.29	0.16	0.74	0.06	0.02
Cl	n. bst.	n. bst.	0.03	0.04	0.06	0.03	0.08	0.08
CO_2	0.81	0.46	—	—	0.49	—	—	0.31
Sa.	100.34	100.15	99.57	99.98	100.21	100.62	100.40	100.01

Die Übereinstimmung beider Analysen ist eine recht gute, nur im Kalk und den Alkalien zeigen sich nennenswerte Differenzen. Gestein I nähert sich von allen gesammelten Varietäten nach Aussehen und Struktur am meisten einem Tiefengestein. Mikroskopisch enthält es eckige, mit Karbonaten erfüllte miarolithische Räume, in welche die Gemengteile, besonders auch der jüngste und sonst allotriomorph ausgebildete, die Hornblende, mit scharf ausgebildeten Kristallformen hineinragen, sonst fehlen sekundäre Karbonate im Gestein ganz. Die leichte Löslichkeit schon in kalter Essigsäure beweist, daß diese jedenfalls infiltrierten Ausfüllungen aus Calcit bestehen. Würde man demgemäß die dem Kohlensäuregehalt entsprechende Menge CaO = 1.03% bei I in Abzug bringen, so erhielte man 6.03% CaO, nur wenig verschieden von II. Dagegen ist I etwas ärmer an Alkalien und das Alkalienverhältnis ist etwas zu Gunsten des Natrons verschoben..

In die Augen springend ist, daß bei beiden Analysen derselbe chemische Charakter sich wiederholt, wie er bei den Fortuna-Gesteinen hervorgehoben wurde, obgleich der Kieselsäuregehalt 6—8% niederer als bei diesen ist. Vor allem der niedere Tonerdegehalt in Verbindung mit relativ hohen Alkalimengen lassen auch hier typische Alkaligesteine erkennen; Kalk und Magnesia sind der geringen Kieselsäure entsprechend höher als bei den Fortuna-Gesteinen, doch besteht dasselbe starke Vorherrschen von Magnesia wie bei diesen. Ebenso herrscht in beiden Kali bedeutend über Natron vor, es sind typische Vertreter der Kalivormacht.

Eruptivgesteine derselben chemischen Zusammensetzung sind mir nicht bekannt. Den unseren am nächsten stehen eine Reihe von Leucitgesteinen Montanas und Wyomings, ihre Analysen sind unter III—VIII angeführt und zwar bezieht sich III auf Missourit vom Shonkin Creek Highwood Mts., Mont., IV auf Orendit von Fifteenmile Spring Leucit Hills, Wy (mit 0.02 V_2O_3, 0.07 Cr_2O_3 und 0.49 F), V auf Orendit vom North Table Butte (mit 0.22 ZrO_2, 0.05 Cr_2O_3, 0.36 F), VI auf Wyomingit von Boars Tusk (mit 0.10 Cr_2O_3, 0.03 Di_2O_3 und 0.50 F), VII auf Wyomingit von Fifteenmile Spring (mit 0.04 Cr_2O_3 und 0.44 F) und VIII auf einen Shonkinit vom Beaver Creek, Bearpaw Mts., Mont (mit 0.11 Cr_2O_3, 0.07 NiO, 0.16 F). Alle diese Analysen sind durch die oben angeführten Charaktere ausgezeichnet und doch sind sie alle wieder verschieden von I und II. Der Missourit ist etwas basischer als die Gesteine von Jumilla und bedeutend kalkreicher, er enthält über doppelt so viel CaO wie II, offenbar durch seinen größeren Augitreichtum. Die Orendite und Wyomingite sind wesentlich reicher an Alkalien, durchschnittlich reicher an SiO_2 und viel ärmer an Magnesia und Eisen; die hellen Gemengteile dominieren hier stärker. Der Shonkinit vom Beaver Creek ist reicher an Kalk und bedeutend ärmer an Magnesia.

Mineralogisch ist für alle diese Gesteine charakteristisch:

Sie enthalten einen Pyroxen, der ihrem geringen Tonerdegehalt entsprechend sehr arm oder frei von Tonerde ist, also der Diopsid-Hedenbergit-

reihe angehört, wohl aber mit geringer Beimischung des Aegirinmoleküls (Diopsid im Wyomingit, Orendit und Shonkinit; einen ihm nahestehenden Augit im Missourit). Ferner führen sie dunklen Glimmer (Phlogopit im Wyomingit und Orendit, Biotit im Missourit und Shonkinit). Wo Feldspäte vorhanden, sind es, wie ihrer Zugehörigkeit zur Alkalireihe nach zu erwarten ist, reine Alkalifeldspäte (Sanidin im Orendit, Anorthoklas im Shonkinit). Ferner enthalten sie der niederen Kieselsäure und den hohen Alkalien entsprechend Feldspatvertreter (Leucit im Missourit, Orendit und Wyomingit; wenig Nephelin in dem an Natron reicheren Shonkinit). Der Missourit ist reich an Olivin, der Shonkinit enthält ihn spärlich, die übrigen sind olivinfrei, ein Verhältnis, das sich aus dem Magnesiagehalt schließen läßt.

Auch unter den Analysen der Absarokit-Shoshonit-Banakit-Reihe finden sich einzelne, die ähnliche Charaktere aufweisen, es sind bezeichnenderweise die leucitführenden Glieder; die Mehrzahl dagegen ist bedeutend reicher an Tonerde und ärmer an Alkalien.

Von Ergußgesteinen sind demnach chemisch die Wyomingite und Orendite die nächsten Verwandten der Jumilla-Gesteine und die mikroskopische Untersuchung ergibt eine so überraschende Ähnlichkeit beider Reihen, daß die von W. Cross* gegebene Beschreibung der ersteren vielfach wörtlich auf die letzteren anzuwenden ist; in der folgenden Beschreibung soll auf einzelne dieser übereinstimmenden Punkte speziell aufmerksam gemacht werden.

Beide Reihen umfassen Leucit-Sanidingesteine mit sehr wechselnden Mengen dieser beiden Mineralien, beide enthalten dieselben dunklen Gemengteile mit Ausnahme des Olivins, der den amerikanischen Gesteinen ganz fehlt, unseren dagegen, wie dem Missourit reichlich zukommt, entsprechend dem bedeutend höheren Magnesiagehalt. Im allgemeinen sind Wyomingit und Orendit etwas reicher an hellen Gemengteilen (Al_2O_3, Alkalien!)

---

* W. Cross: Igneous rocks of the Leucite Hills and Pilot Butte, Wyoming. Am. Jour. Sci., Bd. 154. 1897.

Als Typus der Jumilla-Gesteine kann das der Analyse I (im folgenden schlechtweg als I bezeichnet) gelten. Es wurde in Blöcken an der Straße nach Minateda und anstehend etwas tiefer nach dem Bergwerk zu gefunden.

Von bräunlich-grauer Farbe läßt es makroskopisch bei günstiger Beleuchtung bis zu 1 qcm große wasserhelle Spaltflächen eines Feldspates erkennen, der durchspickt und poikilitisch durchwachsen von anderen Gemengteilen ist, es ist Sanidin; ferner reichlich Körner und Kristalle von Olivin, im Innern frisch randlich durch beginnende Umwandlung braungelb und wachsglänzend. Ein braungelber Glimmer ähnlich dem des Verits ist spärlich. Die Hauptgesteinsmasse ist feinkörnig, doch deutlich kristallin und zeigt ein unruhig marmoriertes Aussehen durch hellere, fast weiße regellos konturierte Flecke. Unter dem Mikroskop gesellen sich zu den erwähnten Mineralien noch Pyroxen, Hornblende und Leucit, letzterer stark umgewandelt.

Der älteste der Gemengteile ist der Olivin in sehr reichlichen, großen, teilweise kristallographisch gut begrenzten, teilweise zugerundeten und korrodierten Individuen. Er ist viel frischer als man nach dem makroskopischen Aussehen schließen sollte, viele Durchschnitte zeigen noch keine Spur von Veränderung, bei anderen hat eben randlich Serpentinbildung unter gleichzeitiger Ausscheidung von etwas Brauneisen begonnen; er ist eisenreich und wird beim Glühen rotbraun und undurchsichtig. Als älteste der Ausscheidungen beherbergt er nur kleine Picotitoktaeder.

Glimmer und Pyroxen sind ungefähr gleichalterig, jedenfalls greifen ihre Bildungsperioden stark übereinander; die des ersteren hat etwas früher begonnen.

Der Glimmer hat denselben charakteristischen Pleochroismus wie im Verit von Fortuna, vielleicht noch etwas ausgeprägter; $\mathfrak{a}$ ist beinahe farblos, $\mathfrak{b}$ hellbräunlich rosa bis lachsfarben, $\mathfrak{c}$ dunkelkanariengelb, Absorption $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$. Isolierte Spaltblättchen zeigen kräftige Aufhellung zwischen gekreuzten Nikols, der Winkel der optischen Achsen ist bedeutend größer als

beim Glimmer des Verits; eine Messung desselben, die der sehr verwaschenen Hyperbeln und der bedeutenden Schiefe der Bisectrix $\mathfrak{a}$ zu (001) wegen nur sehr annähernd auszuführen war, ergab 2E zirka 64°; die Dispersion ist $v > \varrho$. Bei Annahme von $\beta = 1.60$ wie im Phlogopit von Templeton würde $2V = 38-39^0$ sein. (Im Wyomingit ist nach CROSS die Absorption und der Pleochroismus des Phlogopit schwach, letzterer zwischen lachsfarbenrosa und hellgelb, der Achsenwinkel groß, ungefähr 35°). Die Ebene der optischen Achsen ist (010), der Glimmer also II Art. Infolge der starken Farbenunterschiede der beiden in (001) schwingenden Strahlen tritt schon ohne Analysator die Zwillingsbildung nach dem TSCHERMAK'schen Gesetze deutlich hervor, es sind zum Teil einfache Zwillinge mit gleich stark entwickelten Individuen, zum Teil sind einem größeren eine Reihe feiner Zwillingslamellen eingeschaltet. Zwischen gekreuzten Nikols tritt die Zwillingsbildung wegen der relativ großen Auslöschungsschiefe ebenfalls scharf hervor; der Winkel von $\mathfrak{a}$ zur Normalen auf (001) beträgt 7—8° (im Ph. des Wyomingit 3°).

Prof. DITTRICH hat an isoliertem Material eine F-Bestimmung ausgeführt, sie ergab 2.16% (2.46% im Ph. des Wyomingit, 2.39% im Ph. des Verit von Fortuna). Es gehört demnach unser Glimmer jedenfalls auch der Phlogopitreihe an.

In ihren zentralen Teilen führen diese Phlogopitblättchen sehr reichlich Einschlüsse eines opaken Erzstaubes. Bei starker Vergrößerung erkennt man, daß diese Erzpartikelchen in farblosen Glaseinschlüssen von schlauch- oder wie im Verit stabförmiger Gestalt eingebettet sind; solche stabförmige Glaspartien sind regelmäßig nach drei Systemen angeordnet, normal zu der Umgrenzung des Wirtes und durch die eingelagerten Erzkörnchen entstehen dunkle unter 60° sich schneidende Strichsysteme.

Der Pyroxen bildet stets rundum ausgebildete, schlank säulenförmige Kriställchen, die besonders den Feldspat ganz durchspicken. Am besten an isoliertem Material zeigt sich, daß zonarer Bau sehr verbreitet ist und daß der Kern aus einem dem Diopsid nahestehenden Augit, die peripherische

Schale aus Aegirinaugit besteht. Pleochroismus fehlt beiden, der Aegirinaugit ist etwas intensiver gefärbt. Für den Diopsid wurde c:c zu 44° gemessen, er enthält also wohl reichlich das Hedenbergitmolekül. Bei einem isolierten auf einer Prismenfläche aufliegenden Kriställchen ergab sich für Diopsid eine Auslöschung von 28°, bei dem Aegirinaugit von 13°, die Auslöschung des letzteren liegt in entgegensetztem Sinne von der c-Achse. Die Grenze beider Pyroxene ist scharf; entsprechend dem schlank säulenförmigen Wachstum sind die Anwachszonen des Aegirinaugits terminal bedeutend stärker entwickelt als auf der Prismenzone.

Die Hornblende erweist sich als der jüngste der wesentlichen Gemengteile; dem Sanidin gegenüber, der Olivin, Phlogopit und besonders reichlich Pyroxen einschließt, verhält sie sich allotriomorph. Wo gut begrenzte Sanidindurchschnitte unter spitzen Winkeln aneinander stoßen, füllt sie die zwischenliegenden Zwickel aus, ähnlich wie Augit in ophitisch struierten Gesteinen. Dabei bildet sie große Individuen, die aber in der Regel durch sehr zahlreiche Leuciteinschlüsse siebartig durchlöchert sind; stellenweise bleiben zwischen den dichtgedrängten Leucitkristallen nur isolierte Fasern von Hornblende mit gleicher optischer Orientierung. Die Tafelfigur 2 zeigt oben einen Teil eines großen Sanidinkristalls mit eingeschlossenen Pyroxensäulchen; er grenzt kristallographisch scharf gegen die im Bild dunkle Hornblende ab, in der die zahlreichen Leucitdurchschnitte an ihrer charakteristischen Form zu erkennen sind. Dasselbe Verhältnis besteht in dem Orendit. Cross sagt darüber: »The amphibole seems to be the last mineral to form. In the angular spaces between the sanidines the yellowish amphibole occurs exactly as does augite in the optitic diabases, while in the leucitic areas the same amphibile is developed in stout prismatic anhedra enclosing the leucites just as aegirine-augite does the nephelites in many phonolithes.« Gut begrenzt findet sich die Hornblende nur, wo sie in die oben erwähnten, von Calcit erfüllten miarolithischen Räume ragt, hier bildet sie lang prismatische Kristalle, die durch Vorherrschen von (010) in der Prismenzone

dicktafelig ausgebildet sind. Die optische Orientierung ist folgende: Der Vertikalachse zunächst liegt c, die Auslöschungsschiefe ist gering auf Spaltblättchen ca. 7°, auf (010) 11—12°; die Ebene der optischen Achsen ist (010), spitze Bisectrix a. Die Doppelbrechung ist nicht stark, die Dispersion der Hauptschwingungsrichtungen in (010) dagegen bedeutend, so daß Schnitte nach dieser Fläche in der Nähe der Auslöschungslage einen Farbenwechsel von gelbgrün in dunkelblaugrau zeigen, dabei ist die Auslöschungsschiefe kleiner für violett als für rot. Der Achsenwinkel ist nicht groß, die Achsendispersion $\varrho > v$. Pleochroismus und Absorption sind die der katophoritischen Amphibole; a ist hell rötlichgelb in dünnen Schliffen nahezu farblos, b tief braunrot mit einem Stich ins violette, c dunkel kanariengelb mit Stich ins grünliche. Absorption b > c > a. (In der Hornblende des Orendit ist nach CROSS a = a pale yellow, b = b red very similar to the reddish tone of hypersthene, c = c bright yellow. Absorption b > c > a. »Extinction seems to be always parallel to the length axis«. Der Achsenwinkel ist sehr klein; auffallenderweise soll die spitze Bisectrix mit der Vertikalachse zusammenfallen, wie allerdings nur an einem isolierten Korn, das senkrecht zur Prismenzone orientiert war, beobachtet wurde.)

Nach allen diesen Eigenschaften ist unsere Hornblende ein Glied einer Reihe, die in den letzten Jahren in Alkaligesteinen in weiter Verbreitung gefunden wurde, die bei ähnlichem Pleochroismus das Absorptionsschema b > c > a besitzt, die bei kleinem Winkel der optischen Achsen in der Regel symmetrische, selten normalsymmetrische Achsenlage zeigt, deren Auslöschungsschiefe aber innerhalb sehr weiter Grenzen schwankt. Bei kleiner Schiefe liegt der c-Achse zunächst c. Hierher gehören die Katoforite BRÖGGER's* aus Grorudíten und Sölvsbergiten (Auslöschung c:c 30—60°, a hellrötlichgelb bis grünlichgelb, b tief braunrot, c hell bräunlichgrün bis gelbgrün. Absorption b > c > a). In großer Verbreitung kommt sie nach

* BRÖGGER: Die Gesteine der Grorudit-Tinguáit-Serie, pg. 32.

Prior* in sauren und mittelsauren Alkaligesteinen Ostafrikas vor, so in Comenditen und Phonolithen des Kenya-Gebietes (Pleochroismus sehr ähnlich dem erwähnten, Absorption $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$, auch hier mit großer Auslöschungsschiefe c : $\mathfrak{c}$ 36—40°). Ferner gehören hierher die von Freudenberg** aus dem Shonkinit des Katzenbuckels isolierten Hornblenden (Pleochroismus dem angegebenen sehr ähnlich. Absorption $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$, Auslöschung c : $\mathfrak{c}$ von sehr kleinen Werten bis 65° wachsend. Achsenebene zum Teil symmetrisch, zum Teil normalsymmetrisch in demselben Kristall durch Übergänge verbunden, Achsenwinkel also bis 0° herabsinkend). Gewissen Mischungen dieser Katzenbuckler-Reihe scheint unser Mineral am nächsten zu stehen.

Leider war es nicht möglich, von dieser Hornblende für eine Analyse genügend reines Material zu isolieren, obgleich sowohl sie als der Pyroxen auf Methylenjodid schwammen.

Der schon makroskopisch im Gestein sichtbare Feldspat ist Sanidin, er ist dick tafelförmig nach (010) ausgebildet. Auffallend ist das Fehlen von Zwillingsbildung und perthitischen Verwachsungen, letzteres wohl durch den geringen Natrongehalt der Gesteine zu erklären; ferner die schwache Doppelbrechung, die Interferenzfarben erinnern vielfach an die graublauen Töne bei Melilith, sowie der Mangel an Spaltrissen, die nur an den Rändern sehr dünner Präparate sichtbar werden. Spaltblättchen nach (001) zeigen parallele Auslöschung, solche nach (010) eine Schiefe von 3—4° und den normalen Austritt der positiven Bisectrix. Eine Isolation gelang nur unvollkommen trotz mehrmaliger Behandlung mit schweren Lösungen und Elektromagnet; es blieben noch Spuren von Pyroxen den Feldspatkörnern angehaftet, sowie sehr kleine Erzpartikelchen ihnen eingeschlossen. I gibt die Analyse des Feldspats vom spez. Gew. 2.57—2.58, Ia die zugehörigen Molekularproportionen.

---

* Prior: Contributions to the Petrology of British East Afrika. Min. Magaz. Bd. 13. 1903.

** Rosenbusch: Mikros. Physiogr. der petrogr. wichtigen Mineralien. 1905. II. Bd., pg. 247.

	I	II	Ia
SiO_2	63.79	63.11	1.0561
TiO_2	0.28	0.42	0.0035
Al_2O_3	17.63	16.56	0.1725
Fe_2O_3	1.72	2.27	0.0108
MgO	0.19	1.36	0.0047
CaO	0.05	0.52	0.0009
BaO	0.46	0.74	0.0030
Na_2O	1.63	1.45	0.0262
K_2O	14.23	13.60	0.1509
	99.98	100.03	

Zunächst ergibt sich, was auch aus den optischen Verhältnissen und dem spez. Gew. zu schließen war, daß ein Kalifeldspat vorliegt, der nur sehr wenig Na_2O enthält und nahezu CaO frei ist. Da das ganze Gestein nur 0.25 BaO enthält und eine Verunreinigung mit einem bariumreichen Mineral nicht vorliegen kann, muß der Bariumgehalt ebenfalls dem Feldspat angehören. Demgemäß ergibt sich die Berechnung:

	K_2O	BaO	Na_2O	Al_2O_3	SiO_2
Or Molekül	0.1509	—	—	0.1509	0.9054
Ce Molekül	—	0.0030	—	0.0030	0.0060
Ab Molekül	—	—	0.0186	0.0186	0.1116
	0.1509	0.0030	0.0186	0.1725	1.0230

Der Rest enthält

	Na_2O	Fe_2O_3	SiO_2
Aegirin Molekül	0.0076	0.0076	0.0304

und es bleiben 0.0027 SiO_2, 0.0047 MgO, 0.0009 CaO, 0.0032 Fe_2O_3 und 0.0035 TiO_2, die sich auf geringe Mengen von Diopsid und titanhaltiges Eisenerz verteilen müssen. Der mitanalysierte Pyroxen bestand also wesentlich aus den aegirinreichen peripherischen Zonen. Dem Feldspat würde sonach angenähert die Formel $Or_{30}Ab_4Ce_{0.8}$ zukommen.

Analyse II bezieht sich auf einen noch unreineren Feldspat, der zwischen 2.58 und 2.63 fiel; der Natrongehalt ist sogar noch geringer als bei I, der

Kalkgehalt nur der Magnesia entsprechend gewachsen durch die Verunreinigungen. Das höhere spez. Gewicht läßt sich hier wohl nur auf den höheren Bariumgehalt zurückführen, durch ihn erklärt sich auch die kleine Auslöschungsschiefe auf (010); diese geht ja von $+5^{0}$ mit zunehmendem Ba-Gehalt zu negativen Werten über. Homogene Feldspatkörner von höherem spez. Gewicht wurden bei der Trennung mit schweren Lösungen nicht erhalten.

Der Leucit ist in keinem der gesammelten Jumilla-Gesteine frisch. In Gestein I ist er, wenn auch in sehr kleinen Individuen, recht reichlich vorhanden, besonders, wie schon erwähnt, in der Hornblende eingewachsen. Seine Durchschnitte sind zum großen Teil in einer Weise polygonal begrenzt, wie sie nur einem regulären Mineral zukommen, regelmäßig achtseitige Durchschnitte lassen auf die Form des Leucitoeders schließen. Besonders die kleinen Individuen dagegen sind rundlich oder eiförmig begrenzt. Fig. 2 und 3 der Tafel zeigen beide Ausbildungsformen.

Die Substanz, die jetzt die Formen ausfüllt, ist farblos, aber größtenteils trübe und inhomogen, also offenbar eine Pseudomorphose. Selten sieht man wasserhelle und homogene Flecke in ihr, wohl Reste des Mutterminerals. Doppelbrechung und Zwillingsbildungen lassen sich weder in der trüben noch wasserhellen nachweisen, auch die für Leucit in vielen Vorkommnissen so charakteristischen regelmäßig angeordneten Einschlüsse fehlen oder lassen sich nur spärlich beobachten. Tafelfigur 3 gibt eine Stelle, in der sie, wenn auch nicht sehr schön, sichtbar sind. Auch im Orendit und Wyomingit zeigt nach Cross der unveränderte Leucit weder Doppelbrechung noch die zonar geordneten Interpositionen.

Für die Bestimmung dieser Umwandlungsprodukte ergeben sich folgende Anhaltspunkte: Die Lichtbrechung ist sehr nieder, geringer als die des Sanidins; Spaltbarkeit, wie sie Analcim wenigstens in größeren Durchschnitten in der Regel erkennen läßt, sind nicht zu beobachten; von Salzsäure werden sie angegriffen, ohne daß es gelang, sie mit Farbstoffen zu tingieren, also ohne Bildung einer Kieselsäuregallerte; beim Glühen

werden sie undurchsichtig und im reflektierten Licht weiß, sind also wohl wasserhaltig. Trotz der geringen Dimensionen dieser Pseudomorphosen wurde versucht, sie zu isolieren. In einer schweren Lösung, in der Sanidin rasch fiel und Leucit schwebte, schwamm ein schmutzig grauweißes Pulver, das unter dem Mikroskop vielfach die polygonalen Umrisse des Leucits erkennen ließ. Da diese Körner trüb und nahezu undurchsichtig waren, ließ sich ihre Reinheit nicht feststellen, doch müssen sie ganz vorwiegend aus der fraglichen Substanz bestanden haben, da kein primärer Gemengteil des Gesteines so niederes spez. Gewicht besitzt. Der aus dem Olivin entstandene Serpentin wurde möglichst durch einen Elektromagneten entfernt. Die Bestimmung der Hauptbestandteile dieses Materials ergab nach Prof. DITTRICH:

SiO_2	53.92
Al_2O_3	19.93
MgO	5.24
CaO	3.56
Na_2O	5.55
K_2O	3.47
H_2O	6.88
	98.55

Die Tonerde enthielt Spuren von Eisenoxyd.

Dieses Resultat scheint auf den ersten Blick recht unbefriedigend. Nimmt man an, daß die MgO auf Beimengungen von Serpentin beruht, der dem spez. Gewicht nach allein noch vorhanden sein konnte und zieht der Magnesia entsprechende Mengen von SiO_2 und H_2O von der Analyse ab, so ergibt der Rest auf 100 berechnet:

SiO_2	56.20
Al_2O_3	23.08
CaO	4.12
Na_2O	6.43
K_2O	4.02
H_2O	6.15
	100.00

Nun tritt die Ähnlichkeit der Zusammensetzung mit Analcim resp. Leucit zweifellos hervor. Das reine Analcimsilikat besteht aus 54.5 SiO_2 23.2 Al_2O_3 14.1 Na_2O 8.2 H_2O, das Leucitsilikat aus 55.0 SiO_2 23.5 Al_2O_3 21.5 K_2O. Kieselsäure und Tonerde stimmen soweit dies überhaupt nur zu erwarten war. Die Alkalien sind zu niedrig, dafür sind über 4% CaO vorhanden. Berechnet man die dem Kalk und Kali äquivalente Menge von Natron = 7.22% Na_2O, so wird die gesamte Natronmenge = 13.65 und sehr nahezu übereinstimmend mit der von Analcim geforderten; der Wassergehalt ist etwas geringer als ihn dieses Mineral verlangt, was aber bei der leichten Beweglichkeit des Wassers in Zeolithen nicht von Bedeutung ist. Offenbar liegt also eine Umwandlung in Analcim vor, vielleicht noch mit unveränderten Leucitresten dem für Analcim zu hohen Kaligehalt entsprechend. Schwieriger ist der Kalk zu erklären, möglicherweise hat durch kalkhaltige Lösungen ein Austausch von CaO gegen Alkalien stattgefunden.

Die Anwesenheit dieses wasserreichen Zersetzungsproduktes erklärt den hohen Wassergehalt der Bauschanalysen I und II.

Von accessorischen Gemengteilen sind nur recht reichlich Apatit und spärliche Mengen titanhaltiger Eisenerze zu nennen.

Wie schon erwähnt, nähert sich dieses Gestein I nach makroskopischem Habitus und mikroskopischer Struktur von allen vorliegenden am meisten einem Tiefengestein. Porphyrische Ausbildung im Sinne einer Rekurrenz der Mineralbildungen ist nicht vorhanden. Das Charakteristische der Struktur liegt in dem Gegensatz der großen Sanidindurchschnitte gegenüber den an Ausdehnung etwas zurücktretenden Leucit-Hornblende-Feldern, gegen welche die ersteren sich idiomorph verhalten. Geringe Mengen eines nicht mehr frischen Glases sind mehr zu vermuten als mit Sicherheit nachzuweisen. Olivin, Glimmer und Pyroxen sind als die ältesten Gemengteile regellos im Gestein angeordnet und sowohl dem Sanidin als den Leucit-Hornblende-Feldern eingewachsen.

Die Reihenfolge der Kristallisationen ist demnach: Olivin, Phlogopit,

Pyroxen (Diopsid älter als Aegirinaugit), Sanidin, Leucit, katoforitische Hornblende.

Bei ähnlichem Mengenverhältnis von Sanidin und Leucit ist strukturell von I verschieden ein Gestein, welches südlich vom Bergwerk oberhalb der Straße nach Agramon geschlagen wurde. In einer graugrünen dichten Grundmasse ist makroskopisch reichlich Olivin, wie in I mit Spuren von Umwandlung, und sehr spärlich Phlogopit erkennbar; außerdem lassen sich mit der Lupe sehr reichlich mattweiße, nicht ganz stecknadelkopfgroße rundliche Pünktchen erkennen, die den Leucit vermuten lassen. Mikroskopisch erweist sich das Korn bedeutend feiner als bei I. Der für I so charakteristische Unterschied zwischen den großen Sanidin- und Leucit-Hornblende-Feldern fehlt. Der Sanidin bildet ein allotriomorph-körniges Aggregat, in dem die hier älteren Leucite eingewachsen sind, beide setzen ganz wesentlich die Grundmasse des Gesteins zusammen. Katoforit ist nur in geringer Menge in kleinen Fetzen und stengligen Aggregaten vorhanden. Diopsid tritt in zwei getrennten Generationen auf.

In einer andern Reihe von Handstücken tritt der Leucit stark dem Sanidin gegenüber zurück. Hierher gehört das Gestein der Analyse II aus der nächsten Umgebung des Bergwerks. Der wasserhelle, wie in allen Jumilla-Gesteinen vollkommen frische Sanidin setzt fast allein den farblosen Teil der Grundmasse zusammen. Seine Ausbildung ist eine hypidiomorphe, wo Sanidin an Sanidin grenzt, sind die Konturen regellos; an anderen Stellen ist die Begrenzung eine dickleistenförmige und die Zwischenräume werden von Katoforit und einem farblosen zum Teil zersetzten Glas ausgefüllt. Der spärliche Leucit ist dem Sanidin eingewachsen.

Dem vorigen ähnlich ist ein Gestein, das von dem mehrfach erwähnten Wassergraben stammt, es ist interessant durch die Umwandlung des Olivins. Die großen und wohlbegrenzten Durchschnitte dieses Minerals zeigen in der Regel noch Reste frischer wasserheller Substanz, wie gewöhnlich mit vereinzelten rauhen Spaltrissen. Nach der Peripherie zu stellt sich eine

grüne Färbung ein, die an den Rändern sehr intensiv wird. Der Übergang in der Färbung ist ein ganz allmählicher und es tritt dabei weder eine Faserung noch Blätterung ein, die gefärbten Partien sind homogen und besitzen dieselbe hohe Lichtbrechung und chagrinierte Oberfläche wie das wasserhelle Muttermineral. Hand in Hand mit dieser Färbung tritt eine rasche Abnahme der Doppelbrechung ein, die Polarisationsfarben sinken und erinnern in den intensiv gefärbten Partien an die blauen Töne von Zoisit- und Vesuviandurchschnitten. Schnitte nach den Pinakoiden werden in ihrer ganzen Ausdehnung gleichzeitig dunkel, in regellos getroffenen dagegen ist die Auslöschung undulös und differiert zwischen frischer und gefärbter Substanz um mehrere Grade. Die Lage und Verteilung der Hauptschwingungsrichtungen ist in beiden die gleiche. Bei einem Schnitt normal zur spitzen positiven Bisectrix des Olivins trat auch in der grünen Substanz die positive Bisectrix normal aus, der Winkel der optischen Achsen ist aber bedeutend kleiner als bei jenem, beide Hyperbeln blieben bei der 45° Stellung im Gesichtsfeld und waren außen blau, innen rotbraun gefärbt. Demnach ist $v < \varrho$ wie bei eisenreichen Gliedern der Olivinreihe. Pleochroismus ist an den grünen Partien nicht wahrzunehmen.

Mit dieser Färbung wird der Olivin rissig, zahlreiche Spaltrisse nach (001) liegen dicht gedrängt, auf ihnen hat sich häufig etwas Eisenglimmer ausgeschieden. Eine Bildung von Serpentin, der sich durch seine niedere Lichtbrechung scharf von der grünen Substanz abhebt, hat nur in geringem Betrag stattgefunden. Tafelfigur 4 zeigt zwei in paralleler Stellung verwachsene Olivinkristalle. Ihr zentraler Teil ist wasserklar und arm an Spaltrissen; nach der Peripherie tritt die Färbung ein, wie man deutlich sieht ohne Änderung der Lichtbrechung. Im Gegensatz dazu zeigt sich an dem größeren Kristall nahe der rechten oberen Ecke und am Ende des breiten, diagonal verlaufenden Risses etwas Serpentin neugebildet, dessen niedere Lichtbrechung auffällt. Auch die zahlreichen Spaltrisse an den Rändern sind scharf wiedergegeben.

Zweifellos handelt es sich hier um ein Umwandlungsphänomen, dafür spricht die auffallend starke Zerklüftung, die nur durch eine Volumenveränderung hervorgerufen sein kann; ohne weitere chemische Untersuchung läßt sich nur vermuten, daß es sich um eine Veränderung in der Oxydationsstufe des Eisens handelt. Eine Aufnahme von Wasser scheint nicht stattgefunden zu haben, bei schwacher Rotglut, bei der Serpentin schon rotbraun wird, tritt keine Veränderung der grünen Substanz ein. Erst bei stärkerem Glühen nimmt sie gleichzeitig mit dem wasserhellen Olivin rote Färbung an. An eine Identität mit den »Villarsit« genannten Substanzen ist nicht zu denken; der Villarsit Dufrenoy's ist nach Lacroix* ein in normaler Serpentinisierung begriffener Olivin, und der Villarsit von Brauns** ein durch sehr starken Pleochroismus ausgezeichnetes serpentinartiges Mineral.

In einer dritten Reihe von Gesteinen vollziehen sich durch Abnahme des Sanidins Übergänge zu ganz feldspatfreien Varietäten. Hierher gehören dunkelgrüne dichte Gesteine von pikritartigem Aussehen, die an der Straße nach Agramon anstehen; sie sind zum Teil arm, zum Teil reich an Phlogopit. In den ersteren ist der Glimmer stets stark korrodiert, von dunklen Resorptionsrändern umsäumt, einschlußfrei und jedenfalls sehr früh ausgeschieden. In den glimmerreichen Varietäten sind ähnliche Korrosionsreste umwachsen von einer jüngeren Phlogopitgeneration, die häufig Leucit umschließt und sich durch tiefere Färbung vor der älteren auszeichnet. Tafelfigur 5 gibt einen solchen Durchschnitt; die Grenze der zwei Generationen ist durch den dunklen Resorptionsrand markiert, der jüngere Glimmer umschließt besonders in der oberen Hälfte des Bildes Leucit. Am oberen Ende bemerkt man in der Glimmerhülle eine breitere und mehrere schmale Zwillingslamellen, die sich nicht in dem Kernkristall fortsetzen. Das Bild ist bei gewöhnlichem Licht aufgenommen.

---

* Lacroix. Bull. d. l. soc. min. de France, Bd. X, 1887, pg. 144.

** Brauns. Zeitschr. d. d. geol. Ges., Bd. 40, 1888, pg. 467.

Auch der Diopsid tritt hier in zwei Generationen auf, von denen die jüngere vielfach mit Katoforit verwachsen ist und wie dieser Leucit umschließt. Die Zusammensetzung eines solchen nahezu sanidinfreien Gesteins ist folgende:

SiO_2	47.35
TiO_2	1.45
Al_2O_3	5.68
Fe_2O_3	4.03
FeO	3.06
MnO	0.08
MgO	17.92
CaO	8.98
Na_2O	3.41
K_2O	2.61
P_2O_5	1.96
H_2O	3.80
CO_2	0.04
	100.37

Von I und II unterscheidet sich die Analyse durch etwas höhere Werte von Kalk und Magnesia und eine Abnahme von Tonerde und Alkalien — diese Gesteine sind reich an dunklen Gemengteilen. Natron herrscht hier über Kali vor entsprechend dem Zurücktreten des Sanidins gegenüber den Zersetzungsprodukten des Leucit, daher auch der hohe Wassergehalt. Das Gestein ist von den Analysierten das wenigst frische.

Typus der ganz sanidinfreien Varietäten ist ein graues dichtes Gestein, ebenfalls mit zahlreichen Olivineinsprenglingen, das oberhalb der Straße nach Minateda ansteht und gleichfalls nicht mehr frisch ist. Phlogopit ist nur in kleinen und spärlichen, korrodierten Resten vorhanden. Diopsid, nur in einer Generation, und wenig Katoforit zeigen nichts Bemerkenswertes. Die Hauptmasse des Gesteines bilden Leucitpseudomorphosen, die dicht gedrängt aneinander liegen, verkittet durch ein farbloses Glas mit zahlreichen Erzpartikelchen.

Man kann die mineralogische Zusammensetzung der Jumilla-Gesteine nur als eine recht merkwürdige bezeichnen: Der zum Teil hohe Gehalt an Sanidin unter Ausschluß aller Kalknatronfeldspäte und in Verbindung mit einem Olivingehalt, wie ihn nur olivinreiche Basalte unter den Ergußgesteinen führen; ferner von wesentlichen Gemengteilen Phlogopit, ein jedenfalls nahezu tonerdefreier Pyroxen mit Aegirinaugiträndern, katoforitische Hornblende und endlich Leucit, der zum Sanidin in reziprokem Mengenverhältnis steht und ihn teilweise ganz ersetzt. Wie schon zur Genüge hervorgehoben, eine auffallende Parallele zu der Orendit-Wyomingit-Reihe, nur daß diese ganz olivinfrei und ärmer an dunklen, reicher an hellen Gemengteilen ist. Es ist zweckmäßig, diese eigenartige Mineralkombination durch einen besonderen Namen hervorzuheben und ich möchte sie nach der aus der mineralogischen Literatur schon bekannten Lokalität als »Jumillit« bezeichnen.

Auch mit dem Verit und Fortunit von Fortuna besteht eine nahe Verwandtschaft, die vielleicht weniger bei mineralogischem als chemischem Vergleich hervortritt. Der Fortunit ist ca. 8% reicher an SiO_2 als das Gestein I von Jumilla, daher fehlt hier Leucit, er wird ganz durch Sanidin ersetzt, ebenso das Orthosilikat Olivin durch das Metasilikat Enstatit. Phlogopit ist beiden gemeinsam. Auffallend ist das Fehlen des Enstatit und der Olivinreichtum im Verit gegenüber dem chemisch gleich zusammengesetzten Fortunit; obgleich diese beiden Mineralien wesentlich als Einsprenglinge auftreten, können für ihre Bildung in dem einen und andern Fall demnach doch nur physikalische Verhältnisse verantwortlich gemacht werden. Eine Brücke zwischen beiden bilden die ihnen gemeinsamen Primärkonkretionen, die sowohl Olivin als rhombischen Pyroxen enthalten.

Zum Vergleich sind nochmal in der folgenden Tabelle die Analysen der Fortuna- und Jumilla-Gesteine nach abnehmender Kieselsäure zusammengestellt und in der zweiten Reihe ihre Molekularprozente unter Berechnung von Fe_2O_3 als FeO, soweit es nicht bei einem Überschuß von Alkalien über

Tonerde zur Bildung des Aegirinmoleküls in Rechnung zu ziehen ist. Von einer Berechnung des Verits von Vera ist des hohen Kohlensäuregehaltes wegen Abstand genommen, ebenso von der des Jumilla-Gesteins VI seiner geringen Frische wegen. Von den Analysen bezieht sich I auf Verit, Fortuna; II auf Fortunit, Fortuna; III auf Verit, Vera-Garrucha; IV auf Jumillit, Jumilla mit reichlichem; V auf Jumillit mit mittlerem und VI auf Jumillit mit sehr geringem Sanidingehalt.

	I	II	III	IV	V	VI
SiO_2	57.13	56.72	54.51	50.78	48.81	47.35
TiO_2	1.60	1.37	1.21	1.28	1.34	1.45
Al_2O_3	10.28	11.05	10.70	9.05	8.17	5.68
Fe_2O_3	1.90	2.53	2.43	2.96	3.46	4.03
FeO	4.11	3.59	2.99	3.64	3.22	3.06
MnO	0.09	Spur	Spur	0.09	Spur	0.08
MgO	9.73	9.91	10.46	14.29	14.84	17.92
CaO	3.37	2.90	2.92	5.29	7.06	8.98
BaO	n. bst.	0.09	0.11	n. bst.	0.25	n. bst.
SrO	n. bst.	n. bst.	n. bst.	n. bst.	0.09	n. bst.
Na_2O	2.56	1.43	2.94	1.05	1.71	3.41
K_2O	6.07	6.62	3.56	7.39	5.73	2.61
P_2O_5	0.82	0.95	0.48	1.31	1.39	1.96
H_2O	2.55	2.76	4.96	2.53	3.46	3.80
CO_2	0.07	—	2.74	0.46	0.81	0.04
Sa.	100.28	99.92	100.01	100.15	100.34	100.37

	Ia	IIa	IVa	Va
SiO_2	60.84	60.89	53.25	51.83
TiO_2	1.28	1.10	1.01	1.06
Al_2O_3	6.44	6.97	5.58	5.10
Fe_2O_3	0.32	—	0.43	0.54
FeO	4.51	5.25	4.64	4.52
MnO	0.08	—	0.08	—
MgO	15.54	15.96	22.48	23.65
CaO	3.85	3.34	5.94	6.86

	Ia	IIa	IVa	Va
BaO	—	0.04	—	0.11
SrO	—	—	—	0.06
Na_2O	2.64	1.49	1.06	1.76
K_2O	4.13	4.53	4.95	3.89
P_2O_5	0.37	0.43	0.58	0.62

Ferner ergibt sich für

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	K	Reihen
I	62	6.77	0	23.98	4.5	0	15.5	3.9	8.4	0.96	δv
II	62	6.02	0.95	23.64	4	0.5	15.5	2.4	9.4	1.0	εv
IV	54.5	6.01	0	33.14	3	0	17	1.6	8.2	0.78	εv
V	53	5.58	0	35.94	2.5	0	17.5	3.0	7.7	0.75	δv

Man kann die vier berechneten Analysen in 2 Typen zusammenfassen:

Typus Fortuna mit $s_{62}\ a_{4.5}\ c_0\ f_{15.5}$ und

Typus Jumilla mit $s_{53.5}\ a_3\ c_0\ f_{17}$.

Ein Blick auf diese Zahlen zeigt wieder, wie gut sich der Charakter einer Gesteinsanalyse in den für meine Klassifikation verwandten Werten zu erkennen gibt. Man ersieht aus diesen Werten:

1. Die Zugehörigkeit der Gesteine zu der Alkalireihe aus den Werten von c, die < 1, für 3 Analysen $= 0$ sind. Die Projektionspunkte der zwei Typen liegen auf der AF-Linie eines Projektionsdreiecks.

2. Der auffallend geringe Tonerdegehalt läßt sich erkennen an den niederen Zahlen von a, die mit $c = 0$ verbunden sind. Zieht man beispielsweise zum Vergleich die Typentabelle der Phonolithe heran, so würde sich für $s = 62$ und $c = 0$ ein Wert a von 8—10 ergeben. Ein Ähnliches ergibt sich bei dem Vergleich mit den basischeren Typen der Alkali-Ergußgesteine mit $c < 1$ mit Ausnahme einiger sehr basischen wie sie bei Melilithgesteinen vorkommen.

3. Das mehrmals erwähnte auffallende Verhältnis von Kalk zu Magnesia ergibt sich unter Berücksichtigung des nicht bedeutenden Eisengehalts aus den hohen Zahlen für m. Gerade bei Analysen mit $c = 0$ sind diese Werte ganz einwandsfrei, und gerade bei Alkaligesteinen ist m im allgemeinen nieder, da der ganze Kalkgehalt der Magnesia und dem Eisen gegenübergestellt wird. Trotzdem gehören alle 4 Analysen der v-Reihe an und wenn man in V die pag. 290 erwähnten und berechtigten Korrekturen vornehmen würde, so würde auch hier m auf 8.0 steigen. Es ist dies ein typischer Unterschied gegenüber dem Orendit, Wyomingit und Madupit, für die $m = 6.5$; 6.5 und 6.0 ist.

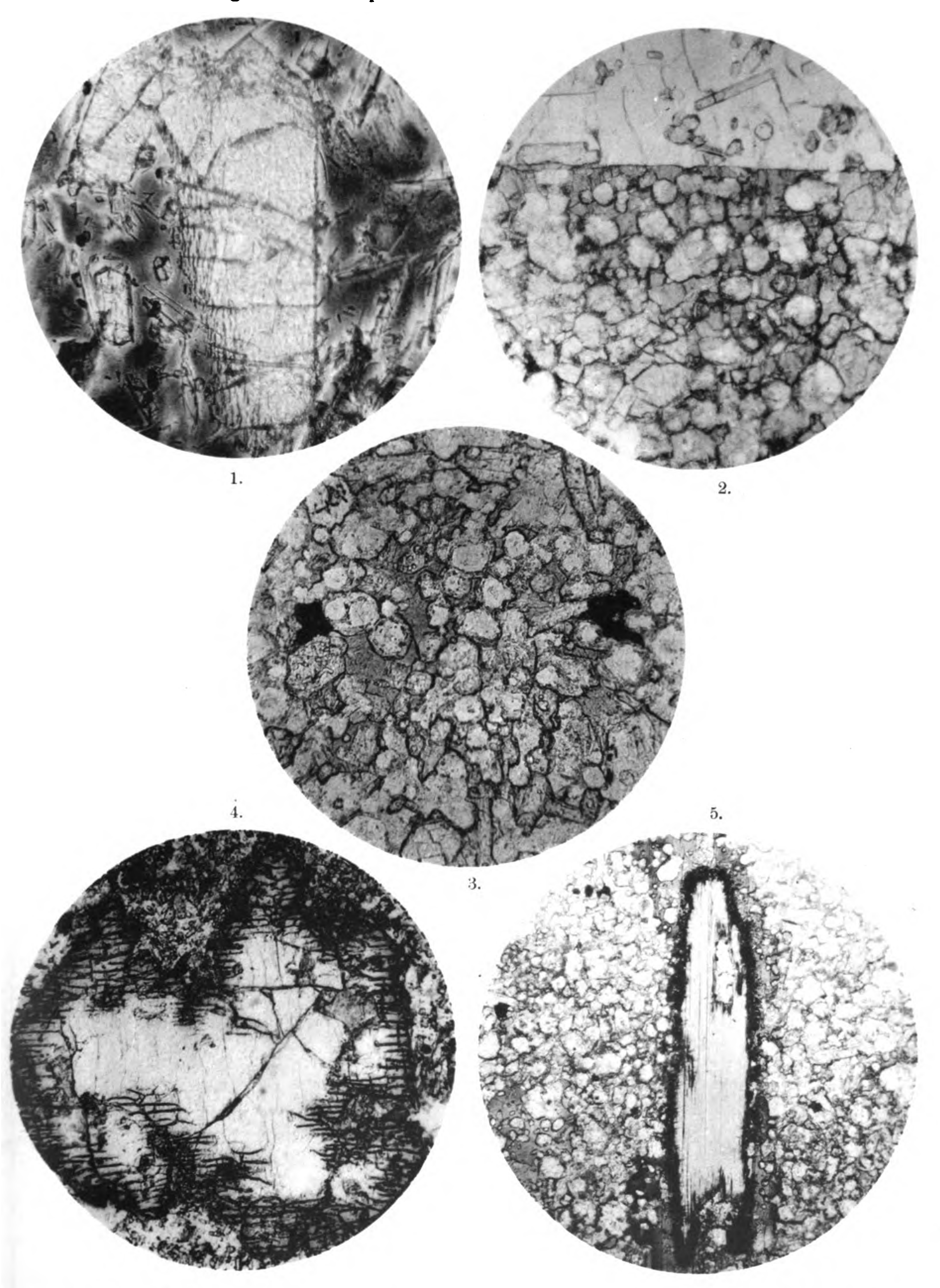
4. Das starke Dominieren des Kalis über Natron, wie es unter den Alkaliergußgesteinen nur den leucitführenden zukommt, ist ersichtlich aus dem niederen n, das bei allen 4 Analysen unter 4 bleibt und das bei IV und V noch kleiner wäre, wenn nicht an die Stelle des Leucits Analcim getreten wäre. Zwei der Gesteine gehören der ε-Reihe an.

Die Gesteine von Jumilla sind die ersten reichlich Leucit führenden, die man aus Spanien kennt, und bilden mit ihren Verwandten von Fortuna eine isolierte Gruppe unter den Alkaligesteinen der iberischen Halbinsel. Während vom Cabo de Gata (mit Ausnahme des Verits von Vera) nur Vertreter der Alkalikalkreihe bekannt geworden sind, stellen sich in dem nördlichen Verlauf der Ostküste Spaniens nephelinführende Alkaligesteine ein, so vereinzelt am Mar menor bei Carthagena, auf den Columbretes-Inseln und ebenfalls vereinzelt in den katalonischen Eruptivgebieten der Umgebung von Olot. Die Columbretes-Gesteine enthalten zwar nach Becke* z. T. auch geringe Mengen von Leucit, sind aber im ganzen typische Gesteine der Natronvormacht, in denen jedenfalls unter den Feldspatvertretern Nephelin

* F. Becke: Die Gesteine des Columbretes. Tsch. M. M., 16. Bd. 1897.

über Leucit vorwiegt. Zugleich sind sie tonerdereich und schließen sich nach ihrer ganzen Zusammensetzung eng an die phonolithischen Magmen an. Aus dem zentralen Spanien kennt man Nephelinbasalte in ziemlicher Verbreitung, besonders aus der Mancha; Analysen von ihnen liegen nicht vor. Auch unter den Alkaligesteinen der Westküste, die zum Teil als Tiefen- zum Teil als Ergußgesteine entwickelt sind, finden sich, soweit ihre chemische Natur durch die Untersuchungen von v. Kraatz-Koschlau und Hackman* bekannt ist, nur tonerdereiche foyaitische Typen der Natronvormacht mit Übergängen zu ebenfalls Na-reichen essexitischen Gliedern.

* K. von Kraatz-Koschlau und V. Hackman: Der Eläolithsyenit der Serra de Monchique etc. Tsch. M. M., 16. Bd. 1897.



1. 2. 4. 5. 3.

Lichtdruck v. E. Schreiber, Stt

On Octahedrite, Brookite and Titanite from Somerville, Massachusetts, U.S.A.

By C. Palache.

(With 8 textfigures.)

The minerals described in this paper were collected by the writer during the past two years in two quarries about one mile apart in the city of Somerville, Mass. which are operated for road materials. The geological conditions in the two quarries, which will be designated as localities No. 1 and No. 2, are essentially the same: the rocks are chiefly slates of uncertain but probably Cambrian age which are cut by diabase dykes of two periods of eruption, the whole series much deformed and affected by a very minute and complex system of jointing. Secondary mineral deposition has been abundant chiefly along joint cracks and especially within the diabase dykes in the form of sharply defined veins from a fraction of an inch up to four inches in width and of no great linear extent. The material of the veins is largely quartz and calcite, products in large part it is thought of the alteration of the soda-lime feldspars of the diabase within which they chiefly occur.

The minerals which have been found in these veins besides quartz and calcite are octahedrite, brookite, rutile, titanite, albite, chlorite, pyrite, chalcopyrite, sphalerite and galena. Quartz was always the first and calcite

the last to form, the latter completely filling the vein and enclosing all the other minerals named, which occur implanted on the quartz. The titanium compounds were revealed by dissolving away the enclosing calcite with dilute hydrochloric acid and they are found to be very irregularly distributed through the veins but in general they are most abundant in the narrow veinlets and are confined always to the immediate vicinity of the diabase. In parts of quarry No. 1 every joint crack is coated by numerous tiny crystals of octahedrite so that almost every piece of rock examined shows more or less of the material. Study of the occurrence in the quarries makes it practically certain that the source of the titanium compounds is to be found in the abundant ilmenite of the diabase, the principal proof of this derivation being found in the absence of these compounds from the veins so soon as they pass from the diabase into the adjoining slates.

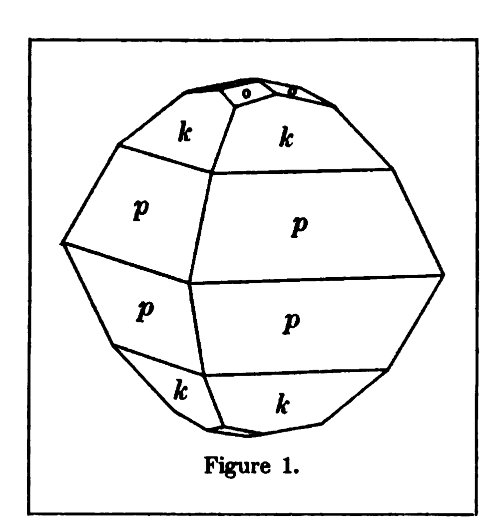


Figure 1.

Octahedrite.

At locality No. 1 octahedrite is the most abundant titanium mineral. It occurs in minute crystals rarely as much as 1 mm in length, of adamantine lustre and color varying from pale yellow to red and brown, all transparent; less commonly black and opaque. As the crystals generally occur sprinkled more or less thickly on white or grayish quartz, specimens with light colored crystals are quite showy. The vast majority of the crystals are simple unit pyramids, more or less striated parallel to the basal edges. On a few crystals small basal planes are present and on two crystals only the combination figured (fig. 1) was seen, consisting of the forms p (111), k (112),

o (107). The most interesting feature of the octahedrite from this locality is however the occurrence of twin crystals, twinning plane (101). The twins are drawn out parallel to an edge of the unit pyramid so as to form slender needles which are either attached at one end or lie prone on the quartz. In the latter case both ends are seen to be similarly terminated by reentrant angles and study of the striations on the pyramid faces showed that the two individuals were interpenetrating while in contact along a face of 101. These relations are shown in figure 2. The twinning is extremely rare, only six twin groups having been observed among the many thousands of octahedrite crystals present on the specimens in hand. That it is truly twinning however and not an accidental growth of two crystals in contact is shown both by the peculiar and constant habit of the groups and by the following angles measured on one of the extremely minute groups.

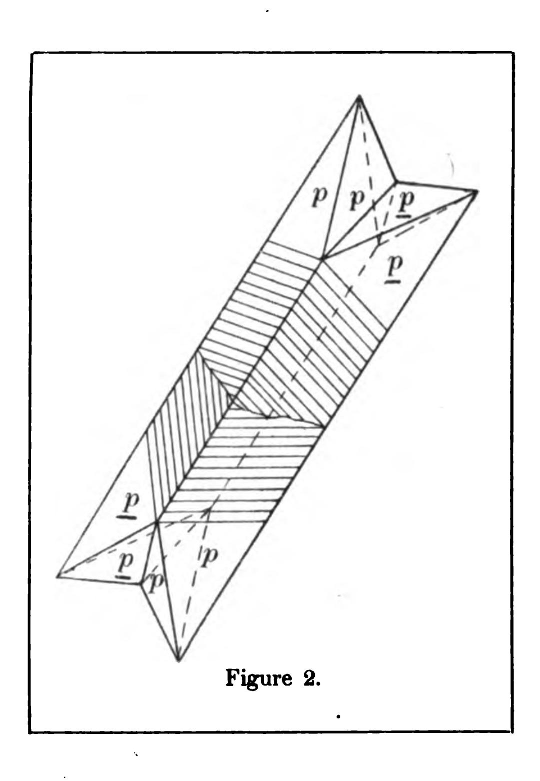


Figure 2.

	Measured		Calculated	
	φ	ϱ	φ	ϱ
$\underline{1}11$	45° 12′	67° 30′	45° 00′	68° 18′
$\underline{11}1$	— 45 10	68 18	— 45 00	68 18
$1\underline{1}1$	— 135 08	68 18	— 135 00	68 18
111	135 08	68 18	135 00	68 18
$\underline{\overline{111}}$ (twin)	93 20	40 58	92 11	41 06
$\underline{1\overline{11}}$ »	— 91 30	40 58	— 92 11	41 06

The dimensions of the measured crystal are 1 mm in length by 0.01 mm in diameter.

At locality No. 2 all the titanium compounds are less abundant and octahedrite is subordinate in amount to brookite. It also presents an entirely different habit from that prevailing at the first locality. The crystals are always combinations of the forms (111), (112) and (107) as shown in figure 1 and are blue in color varying from a tone so pale as to be almost white to a deep sapphire blue which appears black in certain positions. No twin crystals were observed on material from this locality.

Octahedrite crystals were also observed in similar veins in a mass of field stone of unknown origin, associated with chlorite, hematite, and calcite, on quartz. These crystals are pale yellow in color and of tabular habit parallel to the base, the edges of the tables bounded by narrow faces of the unit pyramid.

Brookite.

Associated with octahedrite on about one third of the specimens from locality No. 1 are found crystals of brookite, tabular in habit and generally not exceeding 5 mm in maximum dimension; the largest crystal found measures 15 mm x 5 mm x 0.5 mm.

Where they have not suffered the alterations presently to be described the brookite crystals have splendent faces and are transparent with color varying from pale yellow through clear red to dark brown or rarely even black. The tabular crystals sometimes lie flat on the vein wall and then often seem to have grown around the older quartz crystals which stood in their way, resulting in a curious jagged or branched outline; or they are implanted upon the quartz by an edge and stand clear with perfect, often double terminations. The habit of the crystals is tabular parallel to a, (100) and the faces of that form are generally deeply striated vertically. All other faces are free from striations and give excellent reflections despite their minute size; but the results of measurement are more variable than would

be expected from the quality of the signals, a result found to be due to strains or fractures produced in the crystals while embedded in the calcite of the veins and there subjected to mountain-building stresses.

At locality No. 2 brookite is more abundant than octahedrite and some specimens show it to the entire exclusion of the latter. It is there of a violet-brown to hair-brown color, and of the same splendent lustre and tabular habit as that of the first locality, differing from it chiefly in a tendency to the production of more complex combinations.

The forms and combinations observed on crystals of both localities are shown in the two following tables.

Forms:						
	c	(001)	y	(104)	s	(322)
	b	(010)	x	(102)	h	(151)
	a	(100)	e	(122)	i	(342)
	l	(210)	n	(121)	r	(221)
	m	(110)	v	(326)	ε	(134)
	d	(043)	P	(7.5.14)	E	(544)*
	t	(021)	z	(112)	F	(543)*
			o	(111)	G	(9. 10. 9)*

Combinations:

Loc. No. 1	c	b	a	l	m	d	t	y	x	e	n	v	P	z	o	s	h	i	r	ε	E	F	G
Crystal 1	x	x	x		x		x			x											x		
2		x	x	x	x					x					x						x		
3			x		x		x			x								x				x	
4	x	x	x		x			x	x	x			x										
5			x		x			x	x	x								x		x			
6		x	x	x	x			x	x	x								x		x			
7	x	x	x	x	x		x	x	x	x										x			
8	x		x	x	x		x	x		x													
9	x		x	x	x			x		x										x			
10		x	x	x	x					x													x
11	x		x	x	x		x	x		x													
12	x	x	x		x			x	x	x								x		x			
13			x		x					x							x						

Fig. 3.

* New forms.

Loc. No. 2	c	b	a	l	m	d	t	y	x	e	n	v	P	z	o	s	h	i	r	ε	E	F	G	
Crystal 1	x		x	x	x	x	x	x	x	x								x						
2	x		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		x	x	x		x	x					Fig. 4.
3			x			x	x			x	x				x			x						
4	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			x	x			x						
5	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x								x						Fig. 5.
6	x		x		x	x	x	x	x	x				x										
7	x		x		x	x	x	x	x	x				x	x			x						
8	x		x	x	x		x	x	x	x	x			x										Fig. 6.
9	x		x		x	x	x		x	x								x						Fig. 7.

The dominant forms and those found on practically every crystal are c, a, m, and e. Subordinate in development but generally present are the forms l, t, y, x, and i. On the crystals from loc. 2 the form d is also always found and z is rarely absent. The other forms including the three new forms are of infrequent occurrence.

There are frequently unsymmetrical developments of the planes of certain faces such as y and x but these are not sufficiently definite or constant to indicate monoclinic rather than orthorhombic symmetry.

New Forms:

E (554) was found on two crystals with small but distinct faces. The agreement with calculated value is fair and the form seems well established.

	φ	ϱ
Measured (Average of two) . .	50° 37′	61° 18′
Calculated	49 55	61 23

F (543) appeared as a single large but somewhat dull face on one crystal. As the position is good and the symbol simple it seems to be a good form.

	φ	ϱ
Measured	56° 02′	66° 22′
Calculated	56 03	66 05

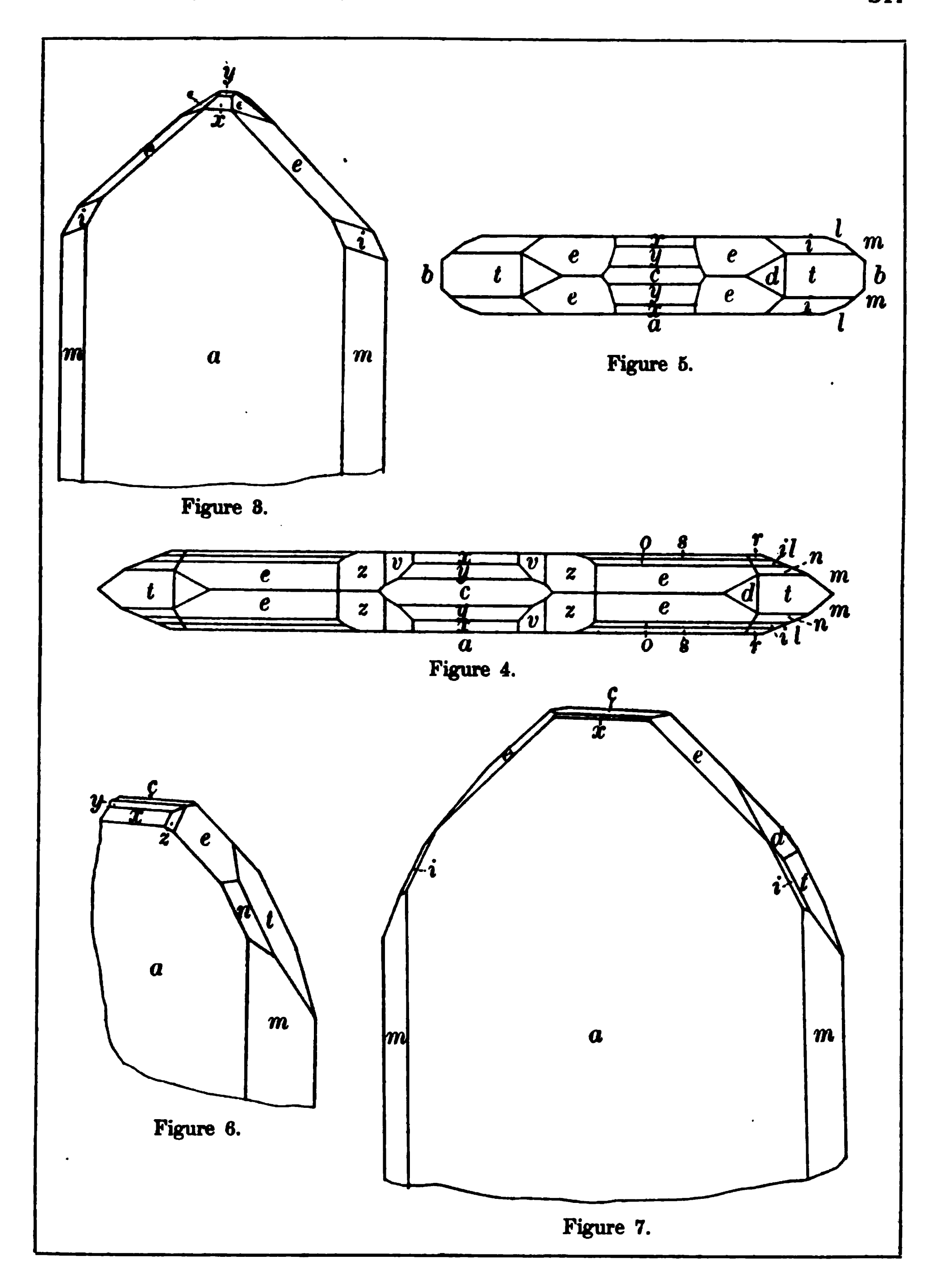


Figure 3.

Figure 5.

Figure 4.

Figure 6.

Figure 7.

G (9. 10. 9) appeared as a single brilliant face on one crystal making up a large part of the termination of the crystal. Were it not for the excellent position of the face and its splendid reflection it might be regarded as a face resulting from contact of the brookite with a quartz crystal. It is regarded as assured.

	φ	ϱ
Measured	46° 42′	56° 57′
Calculated	46 55	56 56

Examined under the microscope the dark colored brookite crystals present a violet-brown tint, the lighter colored, red and yellow crystals a deep yellow tint, and neither variety is noticeably pleochroic. Most of the crystals and especially the darker colored ones showed the common optical peculiarity of brookite, the axial plane for red light parallel to the base and that for green light at right angles or parallel to the brachypinacoid. A number of the crystals examined however showed the axial plane for all colors parallel to the base. Axial angles were not measured.

As mentioned on a previous page, the brookite from both localities is sometimes altered, the process taking place in two distinct ways. The commonest mode of alteration is one whereby the crystal loses its lustre and becomes rough and opaque but retains its form, the surface taking on a peculiar shagreened appearance. The exact nature of the change here involved was not determined, the material not beeing favorable for the study of specific gravity. It is belived to be a paramorphic alteration to rutile such as is well known elsewhere.

The second mode of change is more striking. It consists in the conversion of the brookite substance into golden-brown rutile needles which are thickly implanted over the whole surface of the macropinacoid and grow outward to a length of several mm from the parent crystal in parallel groups. The groups are apparently definitely orientated to the brookite, in most cases so that the long axes of the needles of rutile lie in the hori-

zontal plane of the brookite crystal and make angles of about 32 1/2° on either side of its a axis. The needles sometimes pass completely through the brookite plate or again spring from its surface, and the various sets intersect in a network which, viewed in the direction of the c axis of the brookite, has much the appearance of the familiar sagenite network of rutile. That it is in effect identical with the sagenite structure and not dependent on the crystal form of the brookite is shown by the facts (1) that the position of the needles corresponds to no well marked form or zone of the brookite and (2) by the angle between the sets of needles which is approximately that of the rutile twin: measured 65° circa, calculated for rutile twin, 65° 35′.

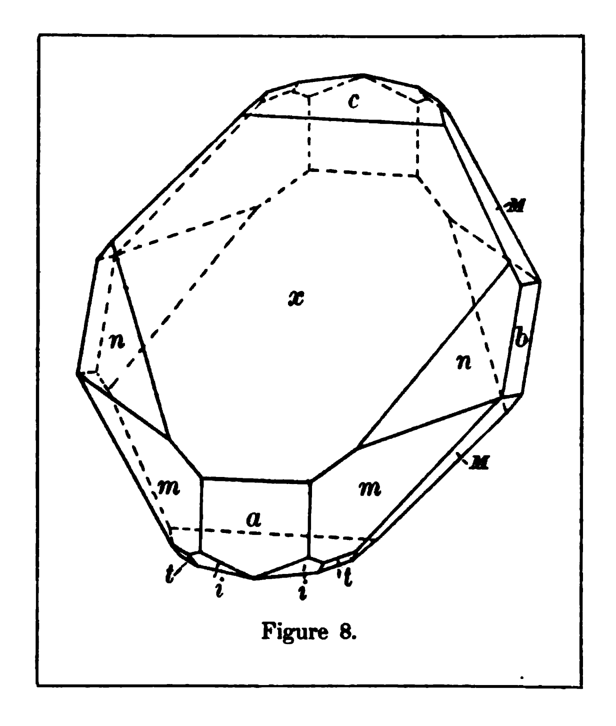


Figure 8.

This change sometimes accompanies the first one described and appears then to be later. In other specimens the rutile needles are seen springing from the surface of perfectly fresh, splendent crystals. The final stage in this change is marked by the complete disappearance of the brookite crystal, its whole substance being transformed into fibrous rutile.

Titanite.

Titanite is an abundant associate of the other titanium compounds at locality No. 1. It occurs in brilliant white or pale yellow, transparent crystals, tabular parallel to x (102) and generally of small size, rarely ex-

ceeding 2 mm in diameter. A typical combination is shown in figure 8 with the forms c (001), a (100), b (010), x (102), m (110), n (111), M $\bar{1}32$, t ($\bar{1}11$), and i ($\bar{3}12$).

The two last named forms are however generally small and often lacking. Interpenetrating twins, (100) twinning plane, were also sparingly present. These crystals have in many specimens lost their lustre and transparency, passing without change of form to a dull, pinkish or yellowish aggregate the nature of which was not determined.

Titanite is often implanted directly on brookite but without evidence of having been formed at the expense of the latter. It also occurs with octahedrite and brookite together, all three sprinkled indiscriminately over the quartz; or again it is the sole titanium compound present. It is not possible to formulate any rule as to the order of deposition of these three minerals, on the contrary the order seems to have been different in different though neighboring veinlets and the formation of the one or the other doubtless depended upon very variable factors of whose nature we have no knowledge.

The other minerals of these veins offer few points of special interest.

Quartz is most often in rough opaque prismatic crystals but the smaller crystals, particularly where the titanium minerals are abundant, are clear and show in addition to the ordinary forms, m, r and z the less common forms s and x.

Calcite, the final filling of the vein, is always massive; frequently the cleavage rhombohedrons are quite large and always show abundant twin lamellae due to pressure twinning.

Albite is in snow-white to colorless crystals, tabular parallel to b (010) and generally twinned on the albite law. The crystals are not sufficiently perfect to permit measurements.

Chlorite is sometimes abundant as scaly aggregates coating the quartz and albite of the vein wall.

Pyrite, which is common in the slates as imbedded cubes, is found occasionally in the veins in small crystals showing cube and pyritohedron (102).

Chalcopyrite is abundant in irregular bunches and masses in those veins especially in which titanium compounds are scarce. Crystals are rare but one has been described* of unusual size, four cm in average diameter, and uncommon habit, a combination of m (110) and e (101). Small unmeasureable crystals were also found together with sharp tetrahedrons of brown sphalerite in several specimens from locality No. 2. Malachite and limonite are often associated with chalcopyrite as products of its alteration.

Galena is very rarely associated with the other sulphides in scattered grains.

Summary.

The principal points of interest in the foregoing paper are;

1. the addition of a new locality for well crystallized octahedrite, brookite and titanite to the very brief list of occurrences of these minerals hitherto known in America.

2. the recognition for the first time of twin structure in octahedrite. Twinning law: Interpenetration with (101) as twin plane.

3. the alteration of brookite to sagenitic aggregates of rutile.

4. the occurrence in intimate association of four compounds of titanium, octahedrite, brookite, titanite, and (as secondary product) rutile.

---

* Richards, R. W. A new Habit for Chalcopyrite. Am. Jour. Sci. 17, 425, 190.

Malchite und Vintlite im „Strona“- und „Sesiagneiß“ (Piemont).

Von Hch. Preiswerk, Basel.

Der mächtige Gesteinszug basischer Eruptivgesteine im Westen des Lago Maggiore, der sogen. »Amphibolitzug von Ivrea«, grenzt mit seinem südöstlichen Rande an eine Serie von Gneißen, Glimmerschiefern und Lagergraniten, die in ihrer Gesamtmasse von H. Gerlach[1]) als »Stronagneiß« bezeichnet worden sind. In diesem Stronagneiß treten nun eine ganze Reihe von Eruptivgesteinen zutage, die zweifellos jünger sind als der Stronagneiß und dessen Schichten oft diskordant durchbrechen. In erster Linie sind zu nennen mehrere Granitmassive, worunter der berühmte Granit von Baveno, dessen von Kontaktmetamorphose begleitete Intrusion in den Gneiß nachgewiesen worden ist.[2]) Sehr verbreitet sind sodann Gänge von Mikrogranit und Granitporphyr im Gneiß, sowie auch Pegmatite und Aplite.

Neben diesen sauren Eruptivgesteinen finden sich weit seltener Gänge von basischen Gesteinen. Die wichtigsten Vorkommnisse derselben werden von Max Käch in seiner Arbeit: »Geologisch-petrographische Untersuchung des Porphyrgebietes zwischen Lago Maggiore und Valsesia« (Eclogae geol. Helv. Vol. VIII Nr. 1 pag. 159 und 160) aufgezählt. Dort (pag. 160) werden auch die Gänge am Lago Mergozzo erwähnt, über die ich hier einige weitere

Mitteilungen machen will, nachdem Herr Professor C. Schmidt, der die Gänge auffand, mit mir neuerdings die Stelle besucht hat.

Ferner sind hier noch aufzuführen die von Artini[3]) Spessartit genannten Ganggesteine aus der Umgebung von Varallo und endlich Eruptivgänge im Valle Canobbina bei Canobbio am Lago Maggiore, die ich im Sommer 1903 auffand.

Verwandte Ganggesteine begleiten den »Amphibolitzug« auch an seiner Nordwestflanke im »Sesiagneiß«. Proben eines derartigen Vorkommens bei Gaby im Gressoneytal liegen mir vor.

1. Die Gänge am Lago Mergozzo.

Die Landstraße von Mergozzo nach Pallanza führt dicht am nördlichen Ufer des Lago Mergozzo entlang. Etwa ein Kilometer ab Mergozzo ist sie in die Glimmerschiefer des Seegebirges eingeschnitten. Gleich zu Beginn des Aufschlusses, da wo die Felsen von einer Gartenmauer gekrönt sind, wurden die N. 60° O. streichenden Glimmerschiefer von einem dunkeln, zirka 1 Meter mächtigen Gang durchbrochen. Die Diskordanz kommt prachtvoll zum Ausdruck, da die nur sehr flach ostwärts ansteigenden Gänge die steil gestellten Schiefer in wenig spitzem Winkel durchsetzen. Auf eine Entfernung von ca. 100 Meter gegen Osten bemerkt man zwei weitere Gänge von ähnlichen Dimensionen, in derselben Art die Schiefer durchschneidend. Die Gesteine der drei genannten Gänge (westlicher, mittlerer und östlicher Gang) zeigen bemerkenswerte Differenzen.

W e s t l i c h e r G a n g: Das Gestein des ersten Ganges von Mergozzo aus gerechnet ist von dunkler grünlich-brauner Farbe. In dem äußerst feinkörnigen, auf den ersten Blick dicht erscheinenden Gestein erkennt man von bloßem Auge nur mit Mühe kleine glänzende Feldspatleistchen, sowie etwas Pyrit.

Das Gestein besteht im wesentlichen aus P l a g i o k l a s, H o r n b l e n d e und b r a u n e m G l i m m e r. Die Ausbildung ist völlig h o l o k r i s t a l l i n.

Porphyrische Struktur fehlt gänzlich. Vielmehr zeigen sich Anklänge an die Diabasstruktur, indem Biotit und Hornblende vielfach die Ausfüllmasse zwischen den Plagioklasleisten darstellen.

Der Plagioklas bildet einen sehr großen Teil der ganzen Gesteinsmasse. Er ist stellenweise noch recht frisch. Bestimmungen nach den von Michel Levy[4]) berechneten Diagrammen führen auf einen Plagioklas von ca. 45% Anorthit, also auf sauren Labrador.

Die Amphibole treten meist als unregelmäßig begrenzte Massen, zum Teil allotriomorph nach Feldspat auf. Die herrschende Hornblende hat braune Farbe und zeigt:

$\mathfrak{a}$ = hellgelblich
$\mathfrak{b}$ = hellbraun bis grünlichbraun
$\mathfrak{c}$ = grünlichbraun.

Mit der braunen Hornblende parallel verwachsen findet sich häufig eine grüne. Sie bildet vielfach den äußern Rand der braunen und zeigt Neigung zu schilfiger Ausbildung. Ihr Pleochroismus ist:

$\mathfrak{a}$ = hellgelblich
$\mathfrak{b}$ = grasgrün
$\mathfrak{c}$ = bläulichgrün.

Eng mit der Hornblende verknüpft, zum Teil ihren Spaltflächen parallel eingelagert, ist ein brauner Glimmer mit kleinem Axenwinkel und intensivem Pleochroismus: $\mathfrak{a}$ = sehr hellbraun, fast farblos, $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{c}$ = kastanienbraun.

Pyrit und Titaneisen mit Leucoxenrand sind reichlich vorhanden.

In zersetzten Gesteinspartien ersetzt Chlorit die Hornblende und den Glimmer fast völlig. In den Feldspaten findet sich Kaolin und Muskovit.

Östlicher Gang: Von dem beschriebenen Gestein am meisten verschieden ist das Gestein vom östlichen Gang. Es erscheint dem bloßen Auge als ein feinkörniges Gemenge brauner und weißer Körner von gleichen Dimensionen. Die dunkeln Gemengteile treten stark zurück. Etwa die Hälfte des Gesteins ist Feldspat. Die Leistenform desselben ist weniger aus-

geprägt als im Gestein des westlichen Ganges, daher kommt hier auch nicht die diabasartige Struktur zustande. Die Feldspate zeigen häufig Zonarstruktur. Die optische Bestimmung ergibt für den Kern der Individuen ca. 40% Anorthitgehalt. Er besteht also aus Andesin-Labrador. Die saureren Randzonen sind häufig granophyrisch mit Quarz verwachsen. Daneben tritt der Quarz auch als selbständiger Gemengteil in isolierten Körnern auf. Neben Plagioklas ist der wichtigste Bestandteil der kastanienbraune Biotit. Braune Hornblende fehlt, dagegen kommt grüne Hornblende hie und da in kleinen Nädelchen vor. Das spärliche Eisenerz ist von Leucoxen begleitet.

Deutliche Altersfolge der Gemengteile ist nur da zu erkennen, wo Quarz auftritt, der dann allotriomorph begrenzt erscheint, während die Gemengteile sonst nirgends deutlich Kristallform aufweisen.

Mittlerer Gang: Zwischen den zwei beschriebenen Gesteinstypen des westlichen und östlichen Ganges hält das, dem bloßen Auge dicht erscheinende Gestein des mittleren Ganges die Mitte, indem Biotit und grüne Hornblende etwa in gleicher Menge auftreten. Gelegentlich, namentlich bei größerem Reichtum an Hornblende stellt sich diabasartige Struktur ein. Der Plagioklas erscheint dann stets und teilweise auch die Hornblende vor dem Biotit ausgeschieden. Größere, stark zersetzte Feldspatindividuen und sehr selten Hornblendenadeln treten hie und da etwas einsprenglingsartig hervor, ohne jedoch dem Gestein typisch porphyrische Struktur zu verleihen. Der Feldspat bildet hier selten Doppelzwillinge nach Albit- und Karlsbadergesetz. Vorherrschend sind Zweihälfter. Zur Bestimmung konnte nur das Maximum der Auslöschungsschiefe in der Zone senkrecht zu 010 verwendet werden. Dasselbe wurde zu 22° gemessen, was wiederum auf sauren Labrador hinweist.

Die chemische Zusammensetzung der drei Gesteine ist folgende*:

* Anal. von Dr. F. Hinden, mineralog. Institut, Basel.

	I	II	III
	Westlicher Gang	Mittlerer Gang	Östlicher Gang
SiO_2	= 49.00 %	56.75 %	60.90 %
TiO_2	= 1.6 »	1.15 »	0.80 »
Al_2O_3	= 23.22 »	20.58 »	18.67 »
Fe_2O_3	= 1.37 »	0.53 »	—
FeO	= 8.51 »	6.11 »	5.38 »
MgO	= 2.95 »	2.73 »	1.48 »
CaO	= 4.25 »	4.82 »	4.70 »
Na_2O	= 3.29 »	4.65 »	2.90 »
K_2O	= 2.08 »	0.90 »	2.27 »
H_2O (Glühverl.)	= 2.35 »	1.78 »	1.90 »
	98.62 %	100.00 %	99.00 %

Es liegen chemisch beträchtlich voneinander abweichende Gesteine vor, die aber mineralogisch und chemisch in eine Reihe sich einordnen lassen. Das eine Endglied der Reihe enthält den hornblendereichsten und basischsten Typus (I), das andere den an Glimmer und Quarz reichsten und zugleich ärmsten an dunkeln Gemengteilen (III). Der mittlere Gang ist in jeder Beziehung ein Zwischenglied zwischen dem westlichen und dem östlichen Gange. Mit steigendem SiO_2 — in der Reihe haben wir entsprechendes Sinken von Al_2O_3, Fe_2O_3 und MgO, während CaO und Summe der Alkalien gleich blieben.

Die einfachste mineralogische Zusammensetzung hat das Gestein des östlichen Ganges (Anal. III). Die Mengen der einzelnen Bestandteile lassen sich auf folgende Weise berechnen:

	SiO_2+TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Summe	
									Mol.	%
Summe der Moleküle . . .	102.83	18.30	7.47	3.70	8.39	4.68	2.41	10.56	158.34	99.00
Albit Na_2O, Al_2O_3, $6(SiO_2)$ . .	28.08	4.68	—	—	—	4.68	—	—	37.44	24.52

	$SiO_2 + TiO_2$	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Summe	
									Mol.	%
Anorthit CaO, Al_2O_3, $2(SiO_2)$ . .	16.78	8.39	—	—	8.39	—	—	—	33.56	28.32
Biotit $(KH)_2O$, 2 (Mg, Fe) O, Al_2O_3, $3 SiO_2$	16.74	5.58	7.47	3.70	—	—	2.41	3.17	39.07	25.43
Quarz SiO_2 .	41.28	—	—	—	—	—	—	—	41.28	24.75
Differenz . .	—	−0.35	—	—	—	—	—	+7.39	+7.04	+0.98
									−7.39	−1.33
									+0.35	+0.35

Der Plagioklas wird durch die Berechnung als Andesin-Labrador mit ca. 47% An entsprechend Ab_4An_3 — Ab_1An_1 erkannt, was mit der optischen Bestimmung gut übereinstimmt. In Gewichtsprozenten ist also die mineralogische Zusammensetzung des Gesteins etwa folgende:

Andesin-Labrador . .	47.84%
Biotit	25.43%
Quarz	24.75%
H_2O	1.33
	99.35
	— 0.35 Diff. Al_2O_3
	99.00%

Versuchen wir die Klassifikation der vorliegenden Gesteine, so werden wir zunächst durch den Mineralbestand auf folgende Gruppen von Ganggesteinen hingewiesen: Dioritporphyrite, Kersantite, Malchite.

Was die lamprophyrische Reihe anbetrifft, so zeigt dieselbe gegenüber unsern Gesteinen typische chemische Unterschiede: einen durchgehend bedeutend geringeren Al_2O_3-Gehalt, dagegen höheren an CaO und namentlich an MgO.

In den basischeren Gliedern tritt der Unterschied noch schärfer hervor. Es wird dies auch deutlich durch den Vergleich der nach Osann [5]) aus unsern Analysen berechneten Werte s, A, C, F, n mit den Werten der Kersantite, wie Osann sie gibt:

		I	II	III
s	=	59.13	64.47	69.52
A	=	5.31	5.69	4.75
C	=	5.37	5.78	4.80
F	=	14.09	10.48	7.54
n	=	7.1	8.8	6.6

Alle drei Analysen liefern bei der Berechnung einen Überschuß an Al_2O_3 (I = 5.34, II = 2.09, III = 1.84). Der abnorm starke Überschuß in Nr. I ist wohl mit durch die beginnende Verwitterung bedingt.

Im Gegensatz zu diesen Gesteinen (I II III) zeigen die Kersantite durchschnittlich C beträchtlich niedriger als A. Ferner ist der Wert F in den Kersantiten bedeutend höher als in den vorliegenden Analysen. Dagegen finden sich unter den Porphyriten sowohl als unter den Malchiten Typen, die mit den vorliegenden Gesteinen chemisch übereinstimmen.*

Immerhin ist der hohe Gehalt an Al_2O_3 und Alkalien neben niederem Kalkgehalt, wie unsere Gesteine ihn aufweisen, durchschnittlich mehr bei den malchitischen als bei den dioritporphyritischen Gesteinen zu finden.**

* Anmerkung 1. Vergleiche Analyse Nr. II mit dem von C. Riva analysierten „Glimmermalchit" [6]), ferner die Werte s, A, C, F, n mit denen des Porphyrits (Analyse 45 in: Osann l. c. 1902 pag. 380). Auch stimmt die Analyse des Quarzhypersthendiorit von Biella [7]) gut überein. Nr. III ist fast identisch mit der Analyse des Dioritporphyrit: Nr. 14 in Rosenbusch's Elementen pag. 210.

Es lassen sich die Gesteine nicht leicht nach ihrem chemischen Charakter mit Bestimmtheit den Malchiten oder Dioritporphyriten zuweisen, da das, was man bisher zu diesen zwei Gesteinsgruppen gerechnet hat, chemisch wenig verschieden. teilweise identisch ist.

Anmerkung 2. Vergleiche die vollkommen übereinstimmenden Typen von Analyse 103 (Malchit) bei Osann l. c. p. 403 mit Analyse 30 und 31 (Porphyrit) pag. 378.

** Vergl. Rosenbusch, Elemente pag. 228.

Mit Rücksicht auf die Struktur ferner möchte ich die Gesteine aller drei Gänge zu den Malchiten stellen, da die für Porphyrite charakteristische porphyrische Struktur fast vollkommen fehlt. Und zwar würde das Gestein vom westlichen und teilweise vom mittleren Gang dem typischen Malchit (Hornblendemalchit) zugehören. Das Gestein vom östlichen Gang hingegen, in dem der Glimmer über die Hornblende vorherrscht, wäre als »Glimmermalchit« zu bezeichnen und ist somit den Gesteinen anzugliedern, die ROSENBUSCH (Physiogr 491) vom Melibocus unter dem Namen Glimmermalchit beschrieben hat und denjenigen vom Lago d'Arno, die C. RIVA[6]) analysiert und die ROSENBUSCH (Elemente p. 228) ebenfalls als Glimmermalchit aufführt.

Was die geologischen Beziehungen dieser Ganggesteine betrifft, so ist zunächst zu erwähnen, daß in ihrer unmittelbaren Nähe der Granitstock des Mont Orfano die Schiefer durchbricht. Andrerseits finden sich in dem zirka eine Stunde nordwestlich vom Lago Mergozzo vorbeistreichenden »Amphibolitzug von Ivrea«, namentlich an seinem Südostrande bei Albo und Ornavasso, ferner in noch größerer Ausdehnung weiter südöstlich bei Varallo, Glimmer- und Hornblendediorite, die mineralogisch große Ahnlichkeit* mit unsern Ganggesteinen von Mergozzo zeigen.

Malchite galten bisher als saure Spaltungsprodukte aus der Ganggefolgschaft von Dioriten und Gabbro. In diesem Falle müßten wir unbedingt die zu unseren Ganggesteinen gehörigen Tiefengesteine in den nahen Dioriten des »Amphibolitzuges« sehen. Freilich würde die zum Teil recht beträchtliche Basicität unserer Ganggesteine sich mit der Auffassung als saure Spaltungsprodukte jener Diorite nicht wohl vertragen. Wir könnten sie höchstens mit den weiter alpenwärts gelegenen Gabbrogesteinen des »Amphibolitzuges« in Verbindung bringen.

Nun ist aber L. MILCH[8]) dafür eingetreten, die malchitischen Gesteine als basische Spaltungsprodukte granito-dioritischer Magmen aufzufassen, in

* ARTINI l. c. pag. 263 und 268.

denen die plagioklasbildenden Substanzen nebst den dunklen Gemengteilen angereichert erscheinen. MILCH's Definition der malchitischen Gesteine stimmt mit unsern Gesteinstypen von Mergozzo sehr wohl überein. In den mitgeteilten drei Analysen hätten wir demnach von Nr. III zu Nr. II zu Nr. I eine fortgesetzte Reihe der malchitischen Spaltung vor uns. Danach brauchen wir auch keinen Anstand zu nehmen, die Ganggesteine vom Lago Mergozzo zur Gefolgschaft der ihnen zunächst liegenden Granitmassen des Mont Orfano zu zählen.

Der Spaltung in Ganggesteine mag eine Magmaspaltung der Tiefengesteine parallel gegangen sein, die zur Bildung der unsern Ganggesteinen an Basicität entsprechenden Tiefengesteine, den Dioriten und Gabbro im »Amphibolitzug von Ivrea« geführt hat. Auffallenderweise zeigt auch diese basische Tiefengesteinsfacies in chemischer Hinsicht teilweise einen merkwürdig malchitischen Charakter, wie aus der Analyse des Diorit von Ivrea* hervorgeht.

Alles dies deutet auf einen genetischen Zusammenhang hin zwischen den Eruptivmassiven im »Stronagneiß« und denen im »Amphibolitzuge von Ivrea«, ein Zusammenhang der auch von MAX KÄCH (loco cit. pag. 157) vermutet worden ist.

Einige weitere basische Ganggesteine mögen noch hier erwähnt werden, die in der Umgebung des »Amphibolitzuges von Ivrea« die Gneiße und Glimmerschiefer durchbrechen. Die Gesteinsproben, die mir vorliegen, zeigen im Gegensatz zu den Malchitgängen bei Mergozzo deutliche Porphyrstruktur. Sie stammen von folgenden Lokalitäten:

1. Selasca, nördlich von Intra am Lago Maggiore,
2. Valle Canobbina bei Canobbio am Lago Maggiore,
3. Gaby im Gressoneytal am Südfuß des Mont Rosa.

* F. R. VAN HORN l. c. pag. 28.

Das stark zersetzte Gestein von Selasca ist von S. TRAVERSO[9]) beschrieben worden. Der Beschreibung und dem äußern Aussehen nach dürfte ein nach Diabas hinneigender Dioritpórphyrit vorliegen.

Die unter 2. und 3. aufgeführten Vorkommen sind neu und sollen im Folgenden kurz beschrieben werden.

2. Die Gänge im Valle Canobbina.

Im Valle Canobbina, zirka eine Viertelstunde oberhalb Treffiume, fand ich eine Anzahl quer die Gneiße durchsetzende, dunkle Gesteinsgänge auf. Sie sind zum Teil von der Straße selbst, zum Teil durch einen kleinen Steinbruch aufgeschlossen.

Es mag hervorgehoben werden, daß die Stelle genau in der Gneißstreichrichtung der Gangvorkommen bei Mergozzo liegt.

Das Gestein zeigt grünlichgraue Farbe. Es erscheint dicht mit einzelnen mattweißen und dunkeln Flecken, die sich als Einsprenglinge von Feldspat und Hornblende resp. ihre Umwandlungsprodukte zu erkennen geben.

Unter dem Mikroskop kann man in dem ziemlich stark zersetzten Gestein als ursprüngliche Gemengteile bestimmen:

Braune Hornblende von derselben Beschaffenheit wie die der Gänge bei Mergozzo, häufig mit einem Rand von sehr hellgrüner strahlsteinartiger Hornblende.

Brauner oder seltener grüner Glimmer.

Diese Gemengteile sind meist in Chlorit, Calcit etc. umgewandelt.

Die Feldspate, von denen nur die kleineren Individuen noch frisch sind, zeigen sehr ausgeprägten zonaren Bau mit großen Acciditätsdifferenzen. Während die innern Partien als Labrador bestimmt wurden, zeigen die äußersten Zonen die Eigenschaften von Oligoklas und Oligoklasalbit.

Nicht selten findet sich Quarz in eckigen Zwickeln. Auffallend reichlich sind Körner und rautenförmige Kristalle von Titanit vorhanden. Als deutliche Einsprenglinge erscheinen Pseudomorphosen von kaolinischer

und muskovitischer Substanz nach Feldspat, ferner dunkle Flecken von Chlorit als Umwandlungsprodukt von Glimmer und Hornblende.

Das Gestein ist ein Dioritporphyrit und offenbar den Ganggesteinen vom Lago Mergozzo nahe verwandt. Es unterscheidet sich von ihnen durch die deutlichere Porphyrstruktur, wodurch es als ein Zwischenglied erscheint zwischen den Malchiten von Mergozzo und den im Folgenden an einem Beispiel zu beschreibenden Dioritporphyriten.

3. Ganggesteine im Sesiagneiss bei Gaby.

Auch auf seiner Nordwestflanke ist der »Amphibolitzug« von basischen Ganggesteinen begleitet, die die umgebenden Gneiße durchbrechen. Dies zeigt ein Vorkommen, das Herr Professor C. Schmidt auf dem Passe Piccola Mologna östlich Gaby im Gressoneytale aufgefunden hat.

Nach seinen Mitteilungen liegt das Gestein in Blöcken über den Paß verteilt. Beiderseits steht ein grobbankiger, polyedrisch zerfallender felsitischer Gneiß (Sesiagneiß) an.

Die Handstücke, die mir Herr Professor Schmidt gütigst zur Verfügung stellte, zeigen in einer graugrünen Grundmasse dunkle Hornblendenadeln neben nahezu isometrischen Kristallen dieses Minerals, die bis gegen 1 cm Größe erreichen. Ferner finden sich etwas spärlich Feldspateinsprenglinge als mattweiße Flecken.

Die Hornblende sowohl der Einsprenglinge als auch der Grundmasse ist oft von $\infty P, \infty P \grave{\infty}, 0P$ und $+P$ begrenzt, fast immer verzwillingt und zeigt vorwiegend braune Farben mit:

$\mathfrak{c}$ und $\mathfrak{b}$ = braungrün bis reinbraun
$\mathfrak{a}$ = hellgelblichbraun.

Es scheinen zweierlei braune Hornblenden vorzuliegen, eine mit $c:\mathfrak{c}$ = ca. 20° und eine andre mit $c:\mathfrak{c}$ = etwa 12°. Die geringere Auslöschungsschiefe ist bei den kleineren Individuen der Grundmasse häufiger.

Etwas seltener ist tiefgrüne Hornblende, die namentlich in den großen Einsprenglingen als Kern auftritt und von der braunen mit der größeren Auslöschungsschiefe umrandet wird. Der Pleochroismus der grünen Hornblende ist:

c = bläulichgrün

b = dunkelolivengrünbraun

a = hellgrünbraun.

Ihre Auslöschungsschiefe auf 010 ist etwas kleiner als bei der sie umrandenden braunen Hornblende.

Die Feldspateinsprenglinge sind stark umgewandelt. Die Umwandlungsprodukte weisen reichlich Zoisit und Epidot auf und lassen daher auf ziemlich basischen Plagioklas schließen.

Selten tritt auch Quarz als Einsprengling auf in runden, stark korrodierten Körnern, die von einem Kranz radial struierter Neubildungen umgeben sind.

Die Grundmasse besteht aus kurzen, gedrungenen Stengeln der braunen Hornblende und nicht sehr reichlichen, isolierten Feldspatindividuen, sowie einzelnen Chlorittafeln, die wohl Umwandlungsprodukte von Biotit darstellen, alles umhüllt von einem teilweise äußerst feinkörnigen, schwach doppelbrechenden Aggregat von Feldspatleistchen.

Die nicht selten zonarstruierten größeren Feldspatindividuen der Grundmasse zeigen nur wenig Zwillingsbildung. Die durchweg geringen Auslöschungsschiefen in Schnitten ⊥ 010 lassen auf Oligoklas schließen.

Als accessorische Gemengteile finden sich reichlich Apatit und Pyrit.

Das Gestein ist seiner mineralogischen Zusammensetzung und seiner Struktur nach bei den Dioritporphyriten einzureihen und zwar in derjenigen Gruppe, bei der die dunkeln Gemengteile in zwei Generationen auftreten. Speziell die Charakteristik, die H. Rosenbusch (Physiogr. der massigen Gesteine pag. 448) vom Vintlit gibt, paßt sehr wohl auf die Gesteine von Gaby.

Proben von Vintlit aus dem Vallée du Lys und von Cazaril im Vallée de l'Arboust bei Bagnères de Luchon (Pyrenäen)*, die Herr Professor C. Schmidt gesammelt hat, zeigen im Handstück und unter dem Mikroskop im wesentlichen völlige Übereinstimmung mit dem Gesteinstypus von Gaby. Nur sind sie ein weniges grobkörniger und heller, der Quarz ihrer Grundmasse ist etwas reichlicher und der Gehalt an chloritisiertem Glimmer zweiter Generation etwas größer. Dies sind Schwankungen der Zusammensetzung, wie sie innerhalb der Vintlitgruppe häufig sind (vergl. H. Rosenbusch, Physiogr. pag. 447). Die Gesteine von Gaby sind also als typische Vintlite zu bezeichnen.

---

1) H. Gerlach: „Die Penninischen Alpen" (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XXVII, 1883, pag. 120).

2) W. Salomon: „Über Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen" (Tschermak's min. u. petrogr. Mitt. 1897, pag. 154).

3) Artini e Melzi: „Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia" (Milano 1900, pag. 372).

4) A. Michel-Levy: „Etude sur la determination des Feldspats dans les plaques minces" (III fasc., Paris 1904).

5) A. Osann: „Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine" (Tschermak's min. u. petrogr. Mitt. XIX, H. 5—6, 1900).

6) C. Riva: „Nuove osservazioni sulle rocce filoniane del gruppo dell'Adamello" (Milano 1897, pag. 20, Anal. II).

7) F. R. van Horn: „Petrographische Untersuchung über die noritischen Gesteine der Umgegend von Ivrea" (Tschermak's min. u. petrogr. Mitt. XVII, H. 5, pag. 17).

8) L. Milch: „Über Malchit und Durbachit und ihre Stellung in der Reihe der Ganggefolgschaft granito-dioritischer Tiefengesteine" (Centralblatt f. Min. etc. 1902, pag. 676).

9) S. Traverso: „Geologia dell' Ossola" (Genova 1895).

---

* Vintlit aus dem Lystal wurde schon von Rosenbusch beschrieben (Physiogr. pag. 449). Der Fundpunkt bei Cazaril ist neu.

Die Entstehung der Kupfererzlagerstätte von Corocoro und verwandter Vorkommnisse in Bolivia.

Von G. Steinmann, Freiburg i. B.

(Mit 2 Tafeln und 4 Textfiguren.)

1. Die Verbreitung der Kupfersandsteine in der Kordillere.

Unter den Kupfererzlagerstätten, die im Sandstein auftreten, nimmt Corocoro zweifellos den ersten Platz ein. Denn bis heute kennen wir kein anderes derartiges Vorkommen, welches wie Corocoro einen beträchtlichen und noch lange nicht erschöpften Reichtum an Erz birgt.* Im besonderen kann Corocoro als Typus derjenigen »schichtigen« Lagerstätten im Sandstein gelten, in denen sich das Kupfer vorwiegend in gediegenem Zustande findet. Außer Corocoro sind vom bolivianischen Hochplateau eine Reihe anderer wesentlich gleichartiger, aber wie es scheint durchgängig weniger bedeutsamer Vorkommnisse bekannt, die nördlich und südlich davon

* Die Ausbeute an Kupfer betrug nach der Sinopsis estadística y geográfica de la República de Bolivia (2, 1903, 156) im Jahre 1902 über 4200 Tonnen, etwa ein Drittel mehr als die Produktion der vorausgehenden Jahre. Bergeat (Die Erzlagerstätten, 420) berichtet dagegen, daß die Gesamtproduktion des Landes an Kupfer in diesem Jahre nur 2000 Tonnen betragen habe. Nach der bolivianischen Statistik belief sich die Zahl der Arbeiter auf etwa 1600.

und annähernd in der allgemeinen Streichrichtung der Kordillere liegen. Schon ihre Verbreitung spricht für eine mit dem Bau des Gebirges zusammenhängende Gesetzmäßigkeit in der Verteilung dieser Erzvorkommnisse (vergl. Fig. 1).

Soweit wir bis jetzt darüber unterrichtet sind, verteilen sich die kupferführenden Sandsteine über eine Strecke von etwa 750 km in Nord-Südrichtung, nämlich vom Titicacasee bis in die Wüste Atacama, während die Breite der Erzzone beiläufig 30—40 km beträgt (s. Fig. 1). Als nördlichstes Vorkommen wird von FORBES die Provinz Puno am Titicacasee (Südperu) angegeben (ca. 16° s. B.); doch scheinen darüber keine weiteren Nachrichten vorzuliegen. Es folgen dann nach Süden zu:

Pisaca (ca. 16° 50′), zwischen Viacha und Nasacara, WSW von La Paz, etwa 20 km N von Corocoro. Von FORBES und SUNDT erwähnt; genauere Angaben fehlen.

Corocoro (ca. 17°), SW von La Paz. Ausführliche Beschreibungen von FORBES, RECK, MOSSBACH, SUNDT. Dieses Vorkommen ist mir aus eigener Anschauung bekannt geworden.

Pucara, einige 30 km S von Corocoro in der Richtung nach Chacarilla gelegen.

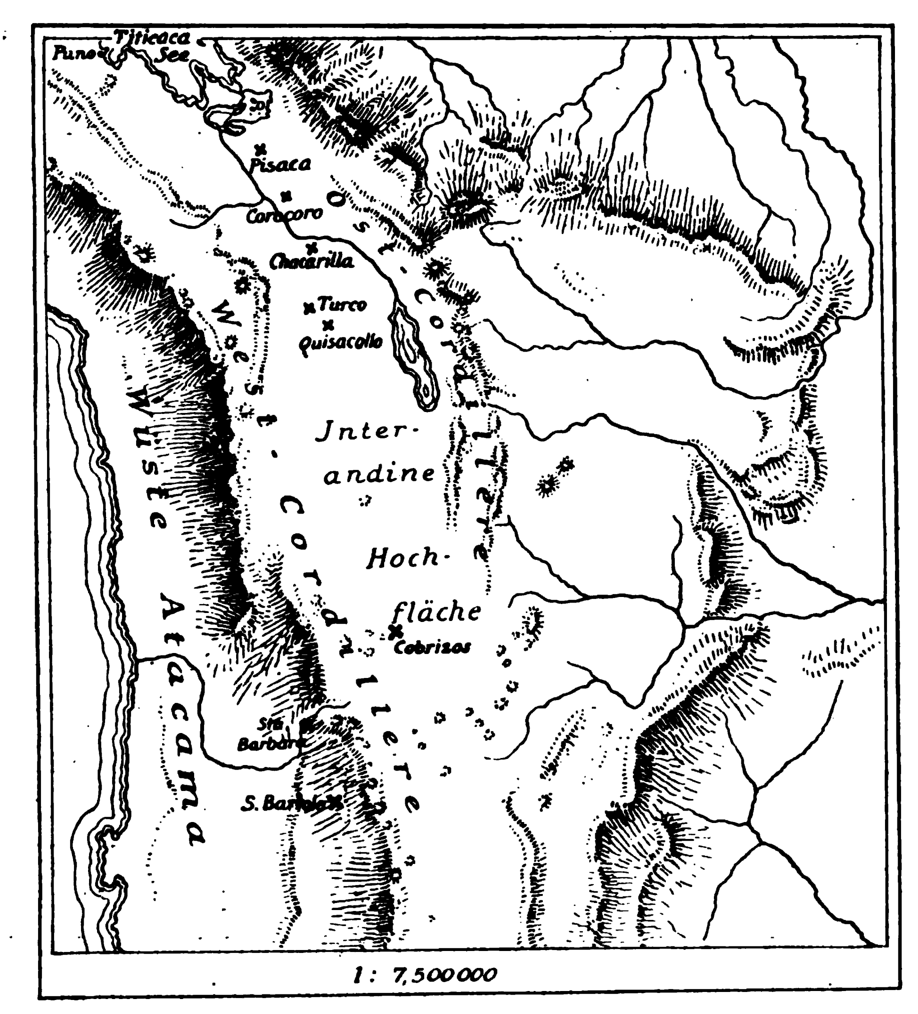
Chacarilla (ca. 17° 35′), in der Nähe des Desaguadero, WNW von Oruro gelegen. Von verschiedenen Autoren erwähnt; zeitweise ausgebeutet.

Tupaltupal. Genaue Lage mir unbekannt. Nach den Angaben von MOSSBACH bei BERGEAT erwähnt.

El Turco (ca. 18° 15′), W von Oruro. Von RECK erwähnt.

Quisacollo (ca. 18° 25′), WSW von Oruro. Von RECK erwähnt.

Cobrizos (ca. 20° 15′). Etwa 15 km NW San Cristobal de Lipez, ca. 30 km S der Eisenbahnstation Rio Grande gelegen. Erst seit einigen Jahren bearbeitetes Vorkommen. Es waren mir hierüber einige briefliche



Figur 1.

Kartenskizze des bolivianischen Hochplateaus und der Wüste Atacama. 1 : 7 500 000. Die der Lage nach genau bekannten Vorkommnisse von kupferführendem Sandstein sind durch ╳ angegeben. Nur die zwei südlichsten liegen außerhalb der abflußlosen interandinen Hochfläche.

Notizen des Herrn A. Gmehling zugänglich. Proben liegen in den Sammlungen zu Freiberg i. S. und Freiburg i. B.

S t a. B a r b a r a. Die Angabe von Forbes kann sich wohl nur auf den

NNO von Calama (Atacama) gelegenen Ort unter ca. 21° 50′ beziehen. Genauere Angaben fehlen.

San Bartolo, N von San Pedro de Atacama unter ca. 22° 42′ gelegen. Das Bergwerk war bei meinem Besuche im Jahre 1883 in schwachem Betriebe. SUNDT erwähnt es ebenfalls.

Über das von FORBES erwähnte Vorkommen von Andagalla in Nordargentinien scheint jede weitere Angabe zu fehlen.

Ein Überblick über diese Vorkommnisse läßt sofort eine gewisse Abhängigkeit von der geologischen Beschaffenheit der Kordillere erkennen. Das Verbreitungsgebiet der Kupfersandsteine fällt nämlich im wesentlichen zusammen mit der erheblichen Verbreiterung, die die Kordillere im S des Titicacasee erfährt und die etwa bis zum 24° s. Br. anhält. Auf dieser Strecke vollzieht sich die Umbiegung des allgemeinen Gebirgsstreichens aus NW—SO. in N—S, und diese Beugung gelangt auch in der Verteilung der Kupfersandsteine zum Ausdruck. Denn die nördlichsten Vorkommnisse Pisaca, Corocoro, Pucara und Chacarilla liegen auf einer NNW—SSO streichenden Linie, die annähernd mit den beiden großen Kordilleren im W und O parallel verläuft, während die südlichen Vorkommnisse sich in ziemlich genau meridionaler Richtung aufreihen und zugleich zwischen N—S streichenden Kordillerenstücken liegen. Die beiden südlichsten Punkte, Sta. Barbara und S. Bartolo, liegen zwar nicht wie die übrigen auf dem abflußlosen interandinen Hochplateau selbst, sondern orographisch schon auf dem Westabhange der Westkordillere im Bereiche der Wüste Atacama; aber ein Blick auf die Karte genügt, um zu zeigen, daß diese Lage nur scheinbar abnorm ist, indem nur ein Ausbiegen der Kammhöhe der jungvulkanischen Westkordillere gegen SO, welches unter dem 21° s. Br. beginnt, die interandine Hochfläche gegen Westen zu beschneidet. Denkt man sich aber die Westkordillere, die nördlich vom 21° s. Br. schon vollständig meridionalen Verlauf besitzt, nach S geradlinig weiter verlängert, so würde die östliche Bucht der Atacamawüste, in der jene Kupfervorkommnisse liegen,

noch der interandinen Region zufallen.* Vernachlässigen wir also diese mehr scheinbare als wirkliche Abweichung, so können wir sagen, die Vorkommnisse von Kupfersandstein beschränken sich auf die Zone der interandinen Hochfläche der bolivianischen Kordillere. Dieser Teil der Kordillere und die sich daran schließende östliche Verbreiterung ist nun zugleich diejenige Region des Gebirges, in welcher die Formation des roten bolivianischen Sandsteins ihr hauptsächliches Verbreitungsgebiet besitzt. Schon durch die Forschungen d'ORBIGNY's** ist bekannt geworden, und alle späteren Reisenden haben es im wesentlichen nur bestätigt, daß an der Zusammensetzung des Hochplateaus von Bolivia außer sicher paläozoischen Schichtgesteinen (des Silur, Devons und Karbons) und tertiären und quartären Eruptivmassen und Landbildungen sich nur noch eine mächtige fossilarme Rotsandsteinbildung beteiligt. Diese setzt einerseits gegen O in die Tiefländer fort, welche von den Zuflüssen des Amazonas und La Plata durchzogen werden, andrerseits zieht sie sich noch ein Stück weit am Ostabhange der nordargentinischen Kordilleren entlang, wie BRACKEBUSCH nachgewiesen hat.

2. Das Alter der Sandsteinbildungen in Bolivia.

Ich schicke einige Worte über die Beschaffenheit und Gliederung sowie über das Alter der Sandsteinformation voraus, in welcher die Kupferlagerstätten auftreten. Rotgefärbte Sandsteine kommen in Bolivia vom Silur bis zum Quartär vor. Im Untersilur sind quarzitische Sandsteine und Quarzite meist von feinem Korn weit verbreitet. Die devonischen Sandsteine, im normalen Zustande grau, werden gelegentlich ebenfalls rotbraun gefärbt angetroffen, wie es scheint aber nur dort, wo jüngere rote Sandsteine auf ihnen liegen oder doch früher gelegen haben, wodurch es wahrscheinlich

* Die Ursache dieses besonderen Verhaltens der Westkordillere soll an einem anderen Orte dargelegt werden.

** Voyage dans l'Amérique méridionale.

wird, daß nur eine gelegentliche Infiltration von oben her stattgefunden hat. Leuchtend rotgefärbte Sandsteine, kalkhaltig oder kalkfrei, treten an einigen Stellen im Oberkarbon auf. Diejenige Rotsandsteinbildung aber, welche die weitaus größte Mächtigkeit (mehrere 1000 m) erreicht und zugleich in zahlreichen Muldenzügen über das bolivianische Hochplateau verbreitet ist, gehört der Kreideformation an. Ich bezeichne sie, um über einen bequemen und unzweideutigen Namen zu verfügen, als Pucasandstein.*

Der Pucasandstein ist das jüngste Meeressediment der bolivianischen Kordillere. Er transgrediert über karbonische, devonische oder silurische Schichten. Wegen seiner habituellen Ähnlichkeit mit permischen und triadischen Gesteinen in Europa gilt er zumeist auch heute noch als Perm; selbst Dereims weist ihm noch dieses Alter zu, obgleich Brackebusch** schon vor über 20 Jahren auf Grund der von ihm gefundenen Fossilien die »formacion petrolífera« Nordargentiniens als das Äquivalent des bolivianischen roten Sandsteins erkannt und für ein nachtriadisches Alter (untere Kreide oder oberer Jura) plaidiert hat. Die Fossilfunde, welche wir auf unserer Reise im Jahre 1903 in der Gegend von Potosí gemacht haben, lassen aber keinen Zweifel mehr darüber bestehen, daß der Sandstein der Kreideformation zugehört.***

Freilich ähnelt der Pucasandstein habituell ganz auffällig dem germanischen Buntsandstein. Sieht man von den örtlich beschränkten Einschal-

---

* „Puca“ heißt in der Quichuasprache „rot“ und kommt als Ortsbezeichnung vor, besonders dort, wo dieser weithin leuchtende Sandstein verbreitet ist. Puca-puca (Poco-poco) usw.

** Estudios sobre la formacion petrolífera de Jujuy (Bol. Ac. Nac. Cienc. Córdoba. 5, 137—184, 1883). Diese Bezeichnung führt leicht irre, indem sie die Vorstellung erweckt, als wenn ein reicher Bitumengehalt die Sandsteinbildung überhaupt auszeichne. Das ist aber keineswegs der Fall, und deshalb möchte ich diesen Namen für das bolivianische Plateau vermeiden; dort ist überhaupt kein Erdöl vorhanden.

*** Vergl. Steinmann, Hoek, v. Bistram: Zentralbl. f. Mineralogie etc. 1904, 3.

tungen dunkler Schiefertone und dunkler, basischer Effusivgesteine porphyritischer Natur, sowie von den (oft fast ganz verschwindenden) Kalksteinlagen ab, so ist ein roter, mittel- bis feinkörniger, gelegentlich auch konglomeratischer Sandstein von hell- bis leuchtendroter, auch trübroter oder violetter Farbe das herrschende Gestein. Er ist kalkarm bis -frei und der Hauptmasse nach gänzlich fossilleer. Kreuzschichtung wird häufig beobachtet. Karneolknollen finden sich gelegentlich. Fast überall läßt er sich gut in drei Abteilungen gliedern: eine untere, aus reinem Sandstein bestehend, eine mittlere, in der rote Tone, oft mit Gips, zuweilen mit Steinsalz vergesellschaftet, herrschen, und in deren tieferen Lagen auch die fossilführenden Kalksteine auftreten, und eine obere, die die Hauptmasse des Sandsteins begreift. Nur im nördlichen Argentinien werden die mittleren Lagen bituminös und zugleich konglomeratisch, bei Potosí erreichen dunkle bituminöse Schiefertone und fossilreiche Kalksteine eine erhebliche Mächtigkeit.

In den tieferen Lagen des Pucasandsteins treten ferner Einschaltungen massiger Gesteine, aber keineswegs in regelmäßiger Verbreitung auf. Sie erscheinen im Westen reichlicher und mächtiger als im Osten und schwellen nur an einzelnen Orten zu größerer Mächtigkeit an. Die Gesteine sind von grünlicher oder rötlicher Farbe, stets porphyrisch struiert, bestehen wesentlich aus Plagioklas und Augit und gehören zu der Klasse der Augitporphyrite und Melaphyre, wie sie in der mesozoischen Porphyrformation der Westkordillere von Perú bis ins südliche Chile eine maßgebende Rolle spielen. Sie treten im Pucasandstein teils in der Form wenig mächtiger Decken, teils in der Form von Konglomeraten und Tuffen auf, und diese letzteren schwellen gelegentlich zu Mächtigkeiten von mehreren hundert Meter an. Überall ist klar ersichtlich, daß diese augitporphyritischen Gesteine während des Absatzes der tieferen Lagen des Pucasandsteins hervorgebrochen sind, denn die Tuffe, Konglomerate und Decken sind stets konkordant dem Sandstein eingeschaltet, und niemals werden die höheren Sandsteinlagen von diesen Massengesteinen durchsetzt, noch enthalten sie Decken oder Tuffe derselben. Diese Tatsache

hebe ich besonders deshalb hervor, weil sie irgend welche Beziehung der Porphyrite zu der Kupferführung ausschließt.

Da der Pucasandstein die Hauptfaltung der Kordilleren mitgemacht hat, so trifft man ihn unter sehr wechselnden Lagerungsverhältnissen. Im östlichen Tieflande und am Ostabhange des bolivianischen Hochplateaus bildet er weithin leuchtende Tafellandschaften, entsprechend der schwachen bis verschwindenden Dislokation, die hier herrscht. Innerhalb der Ostkordillere breitet er sich in flacheren oder schmäleren Synklinalen aus, die oft auffallend unsymmetrisch ausgestaltet sind. Wo die Faltung besonders intensiv gewirkt hat, erscheint er als schmale Einklemmung zwischen den älteren Sedimenten, die sogar stellenweise über ihn zu liegen kommen. Dabei hat er auch wohl zuweilen eine schwach quarzitische Umbildung erfahren.

Wie schon bemerkt, stellt der Pucasandstein das jüngste Glied der Meeressedimente in Bolivia vor, und wir haben anzunehmen, daß seine Schichten ursprünglich den paläozoischen Untergrund der Kordillerenregion in Gestalt einer Decke von mehreren tausend Meter Mächtigkeit überkleidet haben. Aber gegen Ende der Pliozänzeit und zur Quartärzeit sind noch einmal rote sandige Gesteine in weiter Verbreitung zum Absatz gelangt, freilich nicht als Meeresbildungen, sondern als kontinentale Auffüllungen, und da der Pucasandstein zur Pliozänzeit noch fast überall, jedenfalls in viel größerer Ausdehnung als heute, die Oberfläche gebildet hat, so sind diese jüngeren kontinentalen Sande und Sandsteine vorzugsweise aus der Zerstörung und Aufbereitung des Pucasandsteins hervorgegangen; sie gleichen ihm daher vielfach, sowohl in der allgemeinen Zusammensetzung, als in der Farbe. Was sich in dem regenerierten Material aber nicht wiederholen kann und tatsächlich auch nicht wiederholt, das sind die regelmäßig wiederkehrende Schichtfolge des Pucasandsteins sowie die Einschaltungen von Kalkstein, Gips und Steinsalz, die er enthält. Da ferner in den jüngeren Abschnitt der Tertiärzeit und in die Quartärzeit die Injektion von granitisch-dioritischen Tiefengesteinen und der Ausbruch von trachytisch-dacitischen Ergußgesteinen

fällt, so enthalten diese jüngeren Sandsteine fast überall Gerölle und Tuffe oder auch Decken der jüngeren Eruptivgesteine. Dazu treten noch örtlich Anhäufungen von Geröllen des altkrystallinen Untergrundes (Granit, Gneis u. s. w.), die dem Pucasandstein fehlen, um neben einem oft recht auffallend verschiedenen Habitus die jüngeren Sandsteine als eine wesentlich davon verschiedene Bildung heraustreten zu lassen. Andererseits ist das älteste Glied dieser jüngeren Sandsteine, das ich unter der Bezeichnung »Jujuy-Schichten»* von den jüngsten, sicher diluvialen Bildungen (»Puna-Schichten« Pompeckj's) abgetrennt habe, dem Pucasandstein häufig konkordant aufgelagert und mit ihm gefaltet worden, und daraus allein wird es begreiflich, daß Sundt, dem wir sonst so viele zutreffende Beobachtungen über die geologischen Verhältnisse des bolivianischen Hochplateaus verdanken, die Jujuy-Schichten mit dem Pucasandstein zusammengeworfen hat und so zu einer unzutreffenden Altersbestimmung dieser Horizonte und des Zeitpunktes der Eruption der jüngern Massengesteine gelangt ist. Ich werde auf die Frage nach dem Verhältnis dieser jüngeren Sandsteine zu dem Pucasandstein bei der Erörterung der Lagerungsverhältnisse von Corocoro noch zurückkommen, hier genügt es zu betonen, daß beide genetisch und zeitlich weit auseinander liegen und auch fast überall ohne Schwierigkeit getrennt werden können. Die Vorkommnisse von gediegen Kupfer sind aber, soweit die vorliegenden Beschreibungen ein sicheres Urteil gestatten und soweit meine eigenen Beobachtungen reichen, an den Pucasandstein geknüpft.

3. Die bisherigen Deutungen der Kupferlagerstätten.

Die Entstehung der Kupferlagerstätten Hochbolivias wird heute noch keineswegs übereinstimmend gedeutet; vielmehr bestehen die Vorstellungen einer syngenetischen und die einer epigenetischen Bildungsweise nebeneinander. So vertritt Groddeck** die Auffassung einer syngenetischen

* z. T. der „Formacion de las Tabladas“ von Sundt entsprechend.
** Die Lagerstätten der Erze 1879.

Entstehung. Bei Stelzner-Bergeat ist Corocoro unter den schichtigen Lagerstätten aufgeführt; doch wird ausgangs bemerkt, daß die Bildungsweise unsicher sei. Beck* rechnet Corocoro schlechthin unter die nicht gangförmigen, epigenetischen Lagerstätten, ohne auf die Einzelheiten der Bildungsweise einzugehen. Diese Verschiedenheit der Deutung in unseren Lehrbüchern ist nur der entsprechende Niederschlag der verschiedenartigen Erklärungen der Beobachter, welche sich über Corocoro verbreitet haben.

Für Forbes, dem wir die erste neuere Schilderung der geologischen Verhältnisse Hochboliviens und zugleich eine ausführliche Darstellung des Vorkommens des Kupfers bei Corocoro verdanken, ist der Kupfergehalt des Pucasandsteins primär. Nach ihm ist das Kupfer in der Form von Oxyd oder Karbonat in dem ursprünglich karbonatreichen Pucasandstein enthalten gewesen; aber später haben schweflige Säure und Arsenverbindungen, die in Begleitung der dioritischen Injektionen aufstiegen, das Metall reduziert, während die dabei entstandene Schwefelsäure sich mit dem Kalkkarbonat des Gesteins zu Gips umsetzte (dieses Mineral begleitet nach den übereinstimmenden Aussagen aller Beobachter in der Tat gewöhnlich das gediegene Kupfer). Durch den gleichen Vorgang sei auch das Nebengestein des Kupfers entfärbt worden. Die nachträglich heraufgekommenen Dämpfe hätten auch die lokalen Anhäufungen von gediegen Silber, Schwefel- und Arsensilber mitgebracht, sowie das ebenfalls nur örtlich verbreitete Arsenkupfer erzeugt. Forbes fügt seiner Erklärung bei, daß sich unsere Vorstellungen von dem Alter und der Entstehung der Kupfererzlagerstätten in Südamerika viel einfacher gestalten würden, wenn gezeigt werden könnte, daß das Kupfer hier wie sonst überall in Perú, Bolivia und Chile mit dem Auftreten der Dioriteruptionen verknüpft wäre. Aber die Tatsachen sprächen dagegen. Welche Tatsachen das im Besonderen seien, wird aber nicht ausgeführt, doch ist seiner ganzen Darstellung zu entnehmen, daß wesentlich wohl nur die überraschende

* Lehre von den Erzlagerstätten. 1901. 524.

Ähnlichkeit in der Erscheinungsweise der bolivianischen Kupfersandsteine mit den analogen Vorkommnissen von Kupfersandsteinen und -schiefern in Europa (die ihm unbezweifelt als syngenetisch galten) für seine verwickelte Deutung maßgebend gewesen ist. Als Zeichen eines gewissen Gefühls der Unsicherheit bei Forbes darf aber wohl die Bemerkung gelten, daß die Frage weitere Untersuchungen erfordere.

Während Reck sich darauf beschränkte, neue Daten, besonders auch über die südlicheren Erzdistrikte beizubringen, erörterte Mossbach auf Grund langjähriger Erfahrungen die Bildungsweise ausführlich. Die Lagerstätte gilt ihm als syngenetisch, und zwar nimmt er eine lange Absatzperiode zu Hilfe, um zu erklären, daß das Metall in zahlreichen Lagen übereinander auftritt. Er denkt sich Kupfervitriol haltendes Wasser mit dem sich absetzenden Kalkkarbonat reagieren, so daß Gips und gediegen Kupfer niedergeschlagen werden. Durch Absatz von immer neuem Sediment wird das Kupfer vor Oxydation geschützt.

Domeyko beschrieb zuerst die Pseudomorphosen von gediegen Kupfer nach Aragonit und deutete sie naturgemäß im epigenetischen Sinne. Das gediegene Kupfer denkt er sich elektrolytisch ausgeschieden aus Sulfatlösungen. Seinen kurzen Ausführungen ist aber nicht zu entnehmen, ob er eine syngenetische oder eine epigenetische Bildungsweise dabei im Auge hatte.

Dagegen ist L. Sundt zuerst entschieden für Epigenese eingetreten. Er hat seine langjährigen Erfahrungen in einer kurzen, aber inhaltsreichen Arbeit niedergelegt, die in Europa ganz unbekannt geblieben zu sein scheint. Denn weder Beck noch Stelzner-Bergeat erwähnen sie.* Nach ihm deuten eine Reihe von Erscheinungen bestimmt auf Epigenese. Seine Argumente dafür sind folgende:

---

* Bei der geringen Verbreitung des Boletin de la Sociedad Nacional de Mineria, Santiago, in Europa halte ich es für angezeigt, Sundt's Darlegungen ausführlicher wiederzugeben, als es sonst nötig wäre.

1. Das Kupfer, wenigstens in gediegenem Zustande, ist offenbar jünger als die Sedimente, denn

a) das Kupfer erfüllt in Platten- und Blechform nachträglich entstandene Spalten.

b) die bekannten Pseudomorphosen von Kupfer nach Aragonit können nur nach dem Absatz der Tone entstanden sein, in denen die Aragonitkristalle sich ausgeschieden haben.

c) in einem aus Quarzitgeröllen bestehenden Konglomerat von Chacarilla ist jedes Geröll von einer dünnen Kupferhaut umhüllt und selbst im Innern der Quarzitgerölle findet sich Kupfer in fein verteiltem Zustande.

d) das Kupfer findet sich sowohl in den älteren Schichten des Sandsteins als sog. »vetas« (nach SUNDT der Kreide angehörend), als auch in jüngeren, als sog. »ramos« (die nach ihm ins Tertiär zu stellen sind).

2. Das Kupfer ist gewöhlich enge mit Gips und Baryt verknüpft und diese müssen mit ihm zusammen entstanden sein.

3. Die ursprünglich roten Sandsteine sind überall, wo Kupfer vorhanden ist und auch stellenweise, wo es fehlt, entfärbt, d. h. das Eisenoxyd ist reduziert. Niemals kommt Kupfer in rotem Gestein vor. Wo Gips und Baryt ohne Kupfer auftreten, ist das Gestein nicht entfärbt.

4. Das Wasser ist in den kupferführenden Schichten reich an Sulfaten und Chloriden der Alkalien und Erdalkalien.

5. Die Stellung der kupferführenden Schichten zu beiden Seiten der Verwerfung von Corocoro deutet auf einen Zusammenhang zwischen Dislokation und Zuführung der Kupferlösungen hin.

Die Bildungsweise ist nach SUNDT folgendermaßen zu denken:



Lange nach dem Absatz der Sandsteine und Tone, vielleicht gleichzeitig mit der Schichtfaltung und Dislokation oder später bei der Emporhebung der Hochfläche sind Lösungen von Kupferchlorür (oder -chlorid) und von -sulfat in einige Schichtlagen und mit Vorliebe in die durchlässigen Sandsteine eingedrungen. In einzelnen Schichten und an einzelnen Stellen derselben sind die Umstände günstig für den Niederschlag des Kupfers gewesen. Die Pseudomorphosen von Kupfer nach Aragonit beweisen, daß die Reduktion der Kupfersalze durch die Verdrängung von Kalkkarbonat durch gediegen Kupfer begleitet wurde. Hieraus würde sich auch die Bildung von Gips erklären, unter der Voraussetzung, daß $Cu_2SO_4 + CaCO_3 = CaSO_4 + Cu_2CO_3$. Es wird nun ferner vorausgesetzt, daß das Kalkkarbonat von Meereskonchylien stammt und daß die verwesenden organischen Substanzen derselben gleichzeitig das Kupferkarbonat und das im Gestein enthaltene Eisenoxyd zu gediegenem Kupfer und zu Eisenoxydul reduziert hätten (!). Dann sei Eisenkarbonat und auch Kalkkarbonat in dem CO_2-haltigen Wasser fortgeführt, während der Sandstein entfärbt wurde und an Stelle des ursprünglichen Kalkkarbonats gediegen Kupfer und Gips zurückblieb. Die reduzierende Wirkung der organischen Substanzen sei allein vielleicht nicht ausreichend zur Reduktion des Eisenoxyds gewesen, aber durch die Kohlensäure unterstützt worden, die bei der Reduktion des Kupfers frei geworden ist. Alle diese Reaktionen, nämlich die Bildung von Kalksulfat, die Ausfällung des gediegenen Kupfers, die Reduktion und Lösung des Eisens, alles hätte die Zerlegung des Kupfersulfats gefördert.

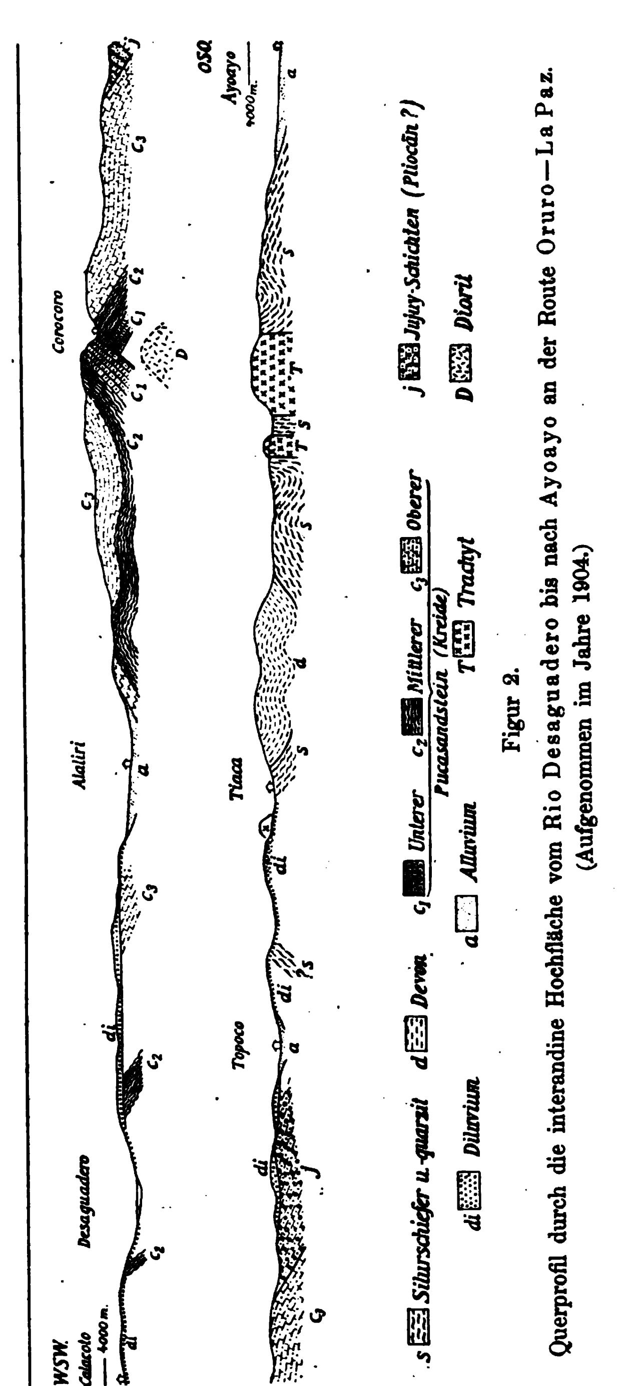
In wie weit diese Vorstellungen geeignet erscheinen, die Entstehung der Kupfervorkommnisse zu erklären und in wie weit sie mit den beobachtbaren Tatsachen harmonieren, soll später erörtert werden. Zunächst wollen wir uns einen genaueren Einblick in die Lagerungsverhältnisse von Corocoro, als des einzigen besser bekannten Vorkommnisses, und in die Einzelheiten des Auftretens des Kupfers und der begleitenden Erze und Mineralien verschaffen.

4. Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Corocoro.

Der Ort Corocoro ist auf einer unverkennbaren Antiklinallinie des Pucasandsteins gelegen. Alle Beobachter haben diese Tatsache erkannt, und unser Bild (Tafel I) stellt sie uns augenfällig vor. Blickt man von einem geeigneten Punkte, wie von der Höhe, auf welcher sich die Mündung des Schachts der Compañia chilena befindet, gegen NNO das Tal des Rio de Corocoro entlang, so sieht man eine gerade Verwerfungslinie am Abhange der linken Talseite verlaufen, die die steil (ca. 65°) westfallenden, zum Teil konglomeratischen roten Sandsteine des Westflügels in unmittelbare Berührung mit etwas weniger steil (ca. 55°—60°) ostfallenden roten Tonen und Sandsteinen bringt. Über diesen folgen mit gleichem, aber gegen O allmählich abschwächendem Fallen wiederum rote Sandsteine auf der rechten Talseite, während die hangenden Schichten des Westflügels gegen Alaliri zu ebenfalls aus roten, gipsführenden Tonen und Sandsteinen und einem darüber folgenden mächtigen Komplex von Sandsteinen (Fig. 2) bestehen. Es hält nicht schwer, in diesen Gesteinen die drei Abteilungen des Pucasandsteins wieder zu erkennen, die sich allgemein in Bolivien unterscheiden lassen. Die groben konglomeratischen Sandsteine, die im Westen an die Antiklinallinie stoßen, entsprechen der unteren (c_1), die vorwiegend tonigen, hie und da gipsführenden Gesteine, welche im Osten der Antiklinallinie auftreten und im Westen die untere Abteilung überlagern (c_2), gehören der mittleren Abteilung an, und die Hauptmasse der roten Sandsteine, welche im Osten wie im Westen als Hangendes der roten Tone (c_3) erscheinen, entsprechen der oberen Abteilung. Aber während gegen Westen zu der Pucasandstein in schwach wellenförmiger Lagerung nur von diluvialen Schottern überlagert fortsetzt, sinkt er gegen Osten bald zur Tiefe und verschwindet konkordant unter einer mächtigen Masse der nächstjüngeren Sandsteinbildung, der Jujuy-Schichten. Die anscheinend normale Überlagerung des oberen Pucasandsteins durch diese ähnlichen, wahrscheinlich dem Pliocän zugehörigen Gesteine

hat Sundt, der die Fortsetzung dieser Lagerungsverhältnisse in einem etwas weiter nördlich gelegenen Schnitte beobachtete, dazu verleitet, den mittleren und oberen Pucasandstein mit den Jujuyschichten als einen einheitlichen Komplex zusammenzufassen und diesen (unter der Bezeichnung »formacion de los ramos«) als eine jüngere, diskordant gelagerte Bildung zu trennen von dem unteren Pucasandstein (»formacion de las vetas«). Letztere soll der Kreide oder dem Tertiär, erstere sicher dem Tertiär angehören. Für eine derartige Gruppierung der Sandsteine sprechen aber weder die Verhältnisse in der Gegend von Corocoro noch an irgend einem anderen Punkte Boliviens.

Weiter gegen Ost zu hebt sich der paläozoische Untergrund heraus: stark gefaltete Schiefer und Quarzite



Figur 2.

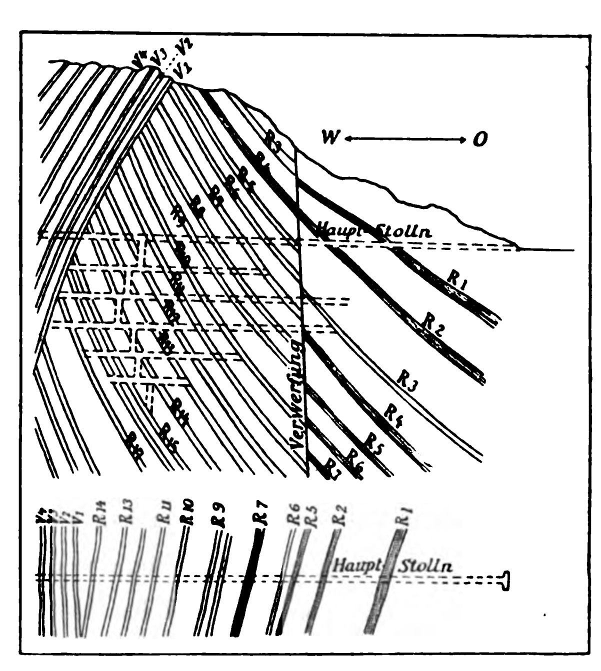
Querprofil durch die interandine Hochfläche vom Rio Desaguadero bis nach Ayoayo an der Route Oruro—La Paz. (Aufgenommen im Jahre 1904.)

des Untersilurs mit einer muldenförmigen Einlagerung fossilführender Devonsandsteine. Hier erscheinen auch die einzigen Eruptivgesteine in unserem Schnitte: Quarztrachyte oder Dazite durchbrechen in mehreren Zügen das paläozoische Gebirge. Aber in der nächsten Umgebung von Corocoro fehlen Massengesteine irgend welcher Art durchaus, wie alle Beobachter bestätigen und wie man bei dem Vegetationsmangel der Landschaft auch ohne genaue Begehung schon feststellen kann. Erst in einer Entfernung von 20—25 km nördlich von Corocoro treten Diorite* in den hohen Bergen von Comanchi und Miriquiri auf; nach den Angaben von FORBES und SUNDT durchbrechen sie hier den Pucasandstein. Ebenso soll nach FORBES im Süden von Corocoro (in welcher Entfernung?) am Cerro de Esmeraldas das gleiche Gestein anstehen. Das Vorkommen von Diorit im Norden und Süden von Corocoro rechtfertigt aber die Annahme, daß dies Gestein auch in der Gegend der Erzregion in der Tiefe vorhanden ist, wie ich es auf dem Profile angedeutet habe. Denn die Art des Auftretens der Diorite in anderen Teilen der Cordillere deutet darauf hin, daß die Injektion dieser Gesteine in langgestreckten, zusammenhängenden Zonen erfolgt ist und daß das isolierte Erscheinen einzelner Massive oder Durchbrüche nur durch die verschiedene Höhe bedingt wird, bis zu welcher das Magma auf diesen Linien empordringen konnte.

Die Vorkommnisse des Kupfersandsteins bei Corocoro beschränken sich auf eine etwa 2 km breite und 3—4 km lange Zone zu beiden Seiten der erwähnten Dislokationslinie. Die Aufschlüsse in den Gruben (Fig. 3) bestätigen den Eindruck, den man schon bei der Betrachtung der Lagerungsverhältnisse an der Oberfläche erhält, nämlich daß eine sehr steil geneigte Überschiebungsfläche vorhanden ist, an welcher die untere Abteilung des Pucasandsteins (c_1) gegen O über die mittlere (c_2) hinübergeschoben ist.

* Über die Natur dieses Gesteins vergl. weiter unten S. 364 und 366.

Dabei handelt es sich aber offenbar nicht um eine Horizontalbewegung von irgendwie erheblichem Ausmaß, etwa vergleichbar den Überfaltungs- oder Überschiebungsvorgängen, wie sie in Gebirgen von alpinem Typus herrschen, sondern wohl nur um eine lokale Zerreißung einer normalen Falte, wie solche den Gebirgsbau des interandinen Plateaus allgemein zu beherrschen scheinen. Auch SUNDT, der die Vertikalverschiebung auf mindestens 350 m schätzt (sie dürfte gegen 500 m betragen) bemerkt, daß die seitliche Bewegung nur gering gewesen sein könne. Nach demselben Beobachter ist die Verwerfung noch bei Pisaca (ca. 20 km von Corocoro) deutlich ausgesprochen, aber nach vorliegenden Angaben scheint sie gegen Süden zu verschwinden und in einer normalen Antiklinale aufzugehen.



Figur 3.

Profil und Grundriß durch die Kupfererzlagerstätte von Corocoro (nach MOSSBACH) $V_1 - V_4$ = Vetas; $R_1 - R_{17}$ = Ramos. Die Region der Vetas ist über die der Ramos überschoben. Außerdem im Ostflügel eine Absenkung.

Die Verteilung der Kupfererze zu beiden Seiten der Dislokationslinie geht am deutlichsten aus dem Profile hervor, das MOSSBACH nach den bergbaulichen Aufschlüssen entworfen hat (Fig. 3). Sowohl die groben, tonarmen Sandsteine der unteren Abteilung im Westen der Bruchlinie als auch die Tone und feinkörnigen Sandsteine der mittleren im Osten sind mit gediegen Kupfer erfüllt. In den groben Sandsteinen tritt das Erz vorwiegend in der

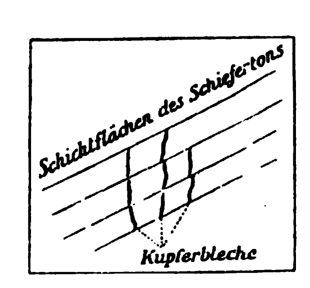
Form mächtiger Bänke, in den Tonen und feinkörnigen Sandsteinen mehr in dünnen Lagen auf. Daher die örtliche Bezeichnung vetas (Gänge) für die ersteren, ramos (Verzweigungen) für die letzteren. Vetas und ramos treten also in verschiedenen geologischen Niveaus auf, die zugleich durch abweichende Gesteinsbeschaffenheit ausgezeichnet sind. Von einer Niveaubeständigkeit im Großen ist somit keine Rede.

Diese Tatsache, die von allen Beobachtern gleichmäßig festgestellt und auch ganz unbestreitbar ist, bildet das erste wichtige Moment zu Gunsten der epigenetischen Entstehungsweise. Denn es läßt sich gewiß nur schwer begreifen, wie es möglich gewesen sein sollte, daß das Kupfer sich durch einen viele hundert, vielleicht gar 1000 m mächtigen Absatz während dessen Bildung verbreitet haben sollte und dabei doch auf einen solch engen Bezirk beschränkt geblieben wäre.

5. Das Auftreten der Erze in Corocoro und Cobrizos.

Aber auch im Kleinen ist das Erz keineswegs niveaubeständig. Wenn auch das Kupfer häufig dünnere oder dickere Bänke in der Form kleiner Körner vollständig zu erfüllen und daher schichtweise gebildet zu sein scheint, so ist es doch in Wirklichkeit nur ausnahmsweise in den Sandsteinbänken gleichmäßig verteilt. Da die Gegenwart des Metalls anerkanntermaßen überall leicht an der auffallenden Entfärbung des Nebengesteins erkannt wird, so kann man sich bei aufmerksamer Betrachtung leicht überzeugen, dass es häufig flecken- und butzenweise in verschiedenen Niveaus der gleichen Sandsteinbank auftritt. Besonders wichtig erscheinen daneben aber solche Vorkommnisse, die das Metall auch in den Sandsteinbänken fast ausschließlich in gangartiger Verteilung zeigen. Ein derartiges Stück ist auf Taf. II, Fig. 1 und 2 (vergrößert) dargestellt. Man sieht an diesem Stück Adern von gediegen Kupfer das Gestein in allen möglichen Richtungen durchziehen. Doch muß die Bezeichnung Ader insofern eingeschränkt werden, als zumeist der Sandstein nur in gewissen Richtungen mit Kupferkörnern

inprägniert, eine eigentliche, ursprünglich offene und jetzt mit Metall erfüllte Spalte gar nicht sichtbar ist. Nur ausnahmsweise, wie in der dicken Ader, welche das Stück in wagrechter Lage durchzieht, kann man inmitten des von einer feinen Kupferverzweigung durchdrungenen Sandsteins (Fig. 2 Ks) eine Lage von reinem, kompaktem Kupfer (K) unterscheiden, die eine vorher bestehende Spalte vollständig erfüllt. An der Peripherie der Kupferplatte treten auch deutlich größere Kristallflächen hervor, die beweisen, daß hier die Ausbildung der Kristalle nicht durch Sandkörner beengt war. Im Kupfersandstein dagegen füllt das Metall die Hohlräume zwischen den Sandkörnern nach Art eines Bindemittels aus, und wenn diese nur locker miteinander verbunden sind, so erscheint es als eine feinschwammige Masse, die zahlreiche Sandkörner einschließt.



Figur 4. Gangförmiges Auftreten des Kupfers im Schieferton.
(Nach eigenen Beobachtungen in der Grube.)

Wo das Kupfer in roten Schiefertonen erscheint, wie das im Bereiche der ramos sehr häufig der Fall ist, durchsetzt es diese zumeist gangförmig und bildet dabei die bekannten Kupferbleche und -platten. Zuweilen ordnen sich solche Gangausfüllungen in sehr regelmäßiger Weise an, wie es Figur 4 zeigt, wo zahlreiche Querrisse nahezu senkrecht die Schichtflächen durchsetzen und von dünnen Kupferplatten ausgefüllt sind. Als besonders instruktiv haben die seltenen Stücke zu gelten, die ich auf Taf. II, Fig. 3 und 4 dargestellt habe. Diese zeigen einen mehr oder weniger abgeplatteten Stiel, der nahezu senkrecht zu den Schichtflächen steht. Von diesem gehen fächerförmige, ziemlich genau parallel zueinander gelagerte Kupferbleche nach verschiedenen Richtungen hin ab, die den Schichtfugen des Gesteins folgen. Das sind Gänge im Kleinen mit lagergangartigen Abzweigungen.

Wir sehen also, daß nicht allein im Großen und Ganzen, sondern auch im Kleinen von einer Niveaubeständigkeit des

Erzes nicht gesprochen werden kann. Wollte man aber alle die typisch gangförmigen Vorkommnisse des Kupfers für sekundär entstanden erklären, so müßte eine nachträgliche Umlagerung auf den größten Teil der Lagerstätte überhaupt ausgedehnt werden, wobei der Vorgang der nachträglichen Umbildung selbst gänzlich unerklärt bleiben würde.

Die Erzführung von Corocoro ist mit wenigen Worten erschöpft. Gediegen Kupfer ist zumeist allein vorhanden. In höheren Niveaus der vetas hat man aber früher z. T. auch Silbererze abgebaut. Dort fanden sich außer gediegenem Silber und Kupfer noch Kupferglanz, Domeykit (Arsenkupfer) und andere Schwefel- und Arsenverbindungen. Ihre Bedeutung liegt in der Tatsache, daß die gleichen Mineralien in den typischen Erzgängen Südamerikas auftreten. Dagegen fehlen Begleitmineralien, wie sie für viele Erzgänge charakteristisch sind, so gut wie ganz. Schwerspat kommt gelegentlich*, Kalkspat noch seltener in Begleitung von gediegen Kupfer und mit diesem innig durchwachsen vor. Dagegen muß nach den übereinstimmenden Aussagen aller Beobachter (einschließlich des Verfassers) Gips als ein fast nie fehlendes Begleitmineral des Kupfers besonders hervorgehoben werden. Dieses Mineral schiebt sich besonders gern zwischen die dickplattigen Kupferstücke (charque) und den umgebenden Sandstein ein, hüllt auch wohl das Kupfer vollständig ein. Andererseits fehlen Mineralien, die sonst in der südamerikanischen Kordillere die Kupfererze zu begleiten pflegen, i. Bes. Quarz und Turmalin, wie es scheint gänzlich.

Wenn wir nun versuchen, alle die erwähnten Tatsachen zu einem einheitlichen Bilde zusammenzufügen und die Frage zu entscheiden, ob sie mehr einer syngenetischen oder einer epigenetischen Bildungsweise das Wort reden, so kann meiner Ansicht nach die Antwort nur lauten: die Lagerstätte

* Coelestin in großen hellblauen Kristallen findet sich gelegentlich als Drusenbildung in den roten Schiefertonen des mittleren Pucasandsteins. Er tritt aber primär darin auf, wie auch sonst häufig und steht in keiner Beziehung zur Erzlagerstätte.

von Corocoro ist epigenetisch. Denn das Vorkommen des Kupfers ist weder an einen oder einige bestimmte geologische Horizonte des Pucasandsteins noch an eine besondere Ausbildungsweise dieser Sedimentsteine gebunden. Auch im Kleinen besteht keine Niveaubeständigkeit. Vielmehr erkennen wir fast überall deutlich ein gangförmiges Auftreten des Metalls, und wo dieses undeutlich wird, liegt nur eine mehr oder weniger diffuse Verteilung innerhalb des porösen Sandsteins vor. Ferner lassen sich das gelegentliche Vorkommen von Sulfiden und Arseniden sowie die bekannte pseudomorphe Umbildung von Aragonitkristallen durch gediegen Kupfer aus einer epigenetischen Entstehung leicht, aus einer syngenetischen nur schwer begreifen. Ehe wir aber die Einzelheiten der chemischen Vorgänge erörtern, welche bei epigenetischer Bildungsweise eingetreten sein müssen, um die Erzlagerstätte mit ihren unverkennbaren Eigenarten auszugestalten, wollen wir noch einen Blick auf die anderen ähnlichen Lagerstätten der interandinen Hochfläche werfen. Über die meisten liegen zwar keine eingehenden Beobachtungen vor, oder die Verhältnisse werden denen von Corocoro ganz ähnlich geschildert. Nur über Cobrizos mögen einige Bemerkungen Platz finden, da diese Lagerstätte gewisse, aber keineswegs wesentliche, vielmehr nur zufällige Abweichungen von dem Typus Corocoro aufweist.

Über das Vorkommnis von Cobrizos in der Nähe von S. Cristobal de Lipez liegen mir nur wenige Nachrichten vor. Ich erhielt Kupferstücke von dort in Oruro geschenkt, die sich durch trauben- bis nierenförmige Gestaltung auszeichnen. Ferner sind Kluftausfüllungen bemerkenswert, die in einem Zement von Kalkkarbonat Stücke von gediegen Kupfer und Brocken des sandigen Nebengesteins enthalten. Ein Brief des Herrn Bergingenieurs A. Gmehling an Herrn Professor Beck in Freiberg, den mir dieser bereitwilligst zur Verfügung stellte, läßt aber deutlich erkennen, daß hier im Wesentlichen ähnliche Verhältnisse vorliegen wie bei Corocoro, und daß nur lokale Begleiterscheinungen einen abweichenden Habitus der Erzvorkommnisse verursacht haben. Gediegen Kupfer ist auch hier das herrschende

Erz, gediegen Silber, Schwefelkupfer und sekundär entstandenes Bleikarbonat sind in geringen Mengen vorhanden. Von Gangmineralien wird nur Schwerspat erwähnt. Das Streichen der Erzlager oder -gänge weicht einige Grade von dem der Sandsteine ab und sie queren deren Schichten annähernd unter rechtem Winkel. Die Entstehung der knollen- oder trauben- bis nierenförmigen Kupferstücke, die man von Corocoro nicht kennt, erklärt sich einfach durch die Annahme, daß die erzbringenden Lösungen in lockere, vielleicht aufgeweichte Sandmassen injiziert wurden, die durch Ausweichen für solche kompakte Erzmassen Raum gaben. Hiedurch wird auch die Bildung von höhlenartigen Räumen verständlich, deren Boden mit Kupfersand und größeren Kupferstücken erfüllt ist. Die epigenetische Bildungsweise scheint in diesem Erzvorkommnis noch typischer ausgeprägt zu sein als in Corocoro.

Als örtliche Besonderheiten dieses Erzvorkommens sind zu erwähnen:

1. Die Bedeckung der Erzlagerstätte mit Hydrobien-reichem Kalktuff, wie er im südlichen Teile des bolivianischen Hochlandes als ein Absatz aus jungdiluvialen Süßwasserseen weit verbreitet ist. Diese Kalkbedeckung hat zur Folge gehabt, daß auf Klüften und Spalten oder auch in der Masse des Sandsteins selbst erhebliche Mengen von Kalkkarbonat von oben her infiltriert sind. Daher die karbonatreichen Kluftausfüllungen sekundärer Entstehung, in denen gediegen Kupfer und Bruchstücke des Nebengesteins durch Kalkkarbonat verkittet werden.

2. Die Gruben von Cobrizos sind ebenso wie eine Anzahl anderer Erzvorkommnisse in der Gegend von S. Cristobal, die neben Silber- und Kupfererzen Schwerspat führen, durch reichliche Kohlensäure-Exhalationen ausgezeichnet, die den Grubenbetrieb sehr erschweren. Die Kohlensäure dringt in Cobrizos mit großer Gewalt herauf; sie hat jedenfalls die reichliche Bildung von Kupferkarbonaten (auch von Cerussit) verursacht, welche das Ausgehende der Lagerstätte von Cobrizos bedecken. Unter anderem finden sich Kalkstalaktiten, die mit einer dünnen Kruste von Malachit überzogen

sind. Die Kupferkarbonate wurden in vorkolumbianischer Zeit von den Inkas als Farbe gewonnen. Ob und in wie weit die Kohlensäure in Verbindung mit dem reichlich vorhandenen Wasser an der Entstehung der Hohlräume beteiligt gewesen ist, müßte erst durch genauere Untersuchung festgestellt werden.

6. Die Bildungsweise der Kupferlagerstätten.

Wenn der Erzgehalt des Pucasandsteins in Bolivia auf epigenetische Vorgänge, im besonderen auf Erzgangbildung zurückzuführen ist, so darf man billiger Weise erwarten, daß die Eigentümlichkeiten des Vorkommens auch durch besondere Begleitumstände erklärt werden können, und daß dieselben Vorgänge, auf denen die Bildung der Kupfererzgänge anderorts in Südamerika beruht, in letzter Linie auch zur Erklärung der Kupfersandsteine ausreichen. Wir werden also zweckmäßiger Weise zunächst die Kupfererzgänge zum Vergleich heranziehen, die in erheblicher Zahl und vielfach großer Ergiebigkeit am pazifischen Abhang der Westkordillere auftreten und vom mittleren Chile bis nach Perú hinauf verbreitet sind. Als ein bezeichnendes Merkmal sehr vieler dieser gang- oder stockförmigen, durchgängig epigenetischen Kupfererzlagerstätten hat das Zurücktreten oder Fehlen der sonst auf Erzgängen und besonders auch auf Kupfererzgängen häufigen Gangmineralien zu gelten, wie Quarz, Zeolithe, Karbonate, Baryt oder Flußspat. Für wie wichtig in theoretischer Beziehung auch der Nachweis von Turmalin in manchen Kupfererzlagerstätten der südamerikanischen Westküste (vom Typus Tamaya) gelten darf, so muß doch die Gesamtmenge dieses und anderer Gangmineralien als allgemein recht spärlich bezeichnet werden. Makroskopisch lassen sich wenigstens häufig so gut wie gar keine Gangmineralien selbst in Gängen von erheblicher Breite beobachten. Wir müssen daraus schließen, daß die erzbringenden Lösungen die zur Bildung von Gangmineralien nötigen Stoffe, namentlich Kieselerde, alkalische Erden usw. überhaupt nicht oder doch nur in ganz verschwindendem Maße enthalten haben. An derartig zusammengesetzte Lösungen müssen wir auch beim

Zustandekommen der Erzlagerstätte von Corocoro wohl denken. Auch wird diese Vorstellung durch die schon erwähnte Tatsache gestützt, daß die spärlichen Sulfid- und Arsenidverbindungen, die in den Lagerstätten vom Typus Corocoro auftreten, wie Kupferglanz, Buntkupfer, Domeykit usw. in den Kupfervorkommnissen der Westküste ebenfalls dominieren. Soweit also das fast vollständige Fehlen der Gangmineralien für die interandinen Lagerstätten in Frage kommt,* stehen diese keineswegs vereinzelt da, sondern fügen sich einem gewissen Typus der pazifischen Vorkommnisse unbeanstandbar ein.

Das eigentliche Problem ihrer Entstehung spitzt sich vielmehr zu der Frage zu: weshalb ist das Kupfer nicht wie in den Kupfererzgängen der Westküste an Schwefel oder Arsen gebunden, warum besteht es fast durchgängig in gediegenem Zustande?

Es versteht sich von selbst, daß das Kupfer nicht als solches in der erzbringenden Lösung enthalten gewesen, sondern an eine Säure oder Sulfosäure gebunden gewesen sein muß. Daher gründen sich alle bisherigen Erklärungsversuche, einerlei ob sie mit einer syngenetischen oder epigenetischen Bildungsweise Hand in Hand gehen, auf die Voraussetzung, daß das Kupfer als Sulfat oder Chlorür zugeführt und durch irgend welche Reaktion reduziert und in den metallischen Zustand überführt worden sei. Auch Sundt, der allein entschieden den Standpunkt der Epigenese vertritt und den Chemismus der Erzbildung zu ergründen versucht hat, geht von dieser Annahme aus. Eine solche bedingt notwendiger Weise die weitere Voraussetzung, daß die erzbringende Lösung mit Substanzen zusammengetroffen sei, die das Kupfer aus seinen Verbindungen reduzierten, und da in erster Linie das Kupfersulfat in der erzbringenden Lösung als vorhanden vorausgesetzt wird, so muß an die gleichzeitige Gegenwart von desoxydierenden

* Die Sonderstellung des Gipses, des einzigen Begleitminerals von allgemeiner Verbreitung, wird später erörtert werden.

Substanzen gedacht werden. So nimmt denn Sundt folgende Reaktionen zu Hilfe, um den Niederschlag des gediegenen Kupfers zu erklären.

Das Kupfersulfat hat sich mit dem im Sandstein vorhandenen Kalkkarbonat umgesetzt (wie die Pseudomorphosen von gediegen Kupfer nach Aragonit und das häufige Vorkommen von Gips beweisen); das Kalkkarbonat rührt von Meeresmollusken her und die in Fäulnis begriffenen Teile derselben haben das Kupferkarbonat reduziert (!), zugleich auch die Eisenoxyde des Sandsteins, die hierdurch entfärbt wurden, so daß Eisenkarbonat in CO_2-haltiger Lösung fortgeführt und gediegen Kupfer an Stelle des Kalkkarbonats abgesetzt worden wären.

Selbst wenn man diese Reaktionen für möglich hält, stehen doch dem Erklärungsversuche schwer zu beseitigende Bedenken entgegen. Kalkkarbonat und Magnesiakarbonat sind zwar in manchen Lagen des Sandsteins in geringer Menge vorhanden, auch in den roten Tonen bezeugen die magnesiareichen Aragonitkristalle die Gegenwart von Karbonaten, aber im Allgemeinen muß doch der Pucasandstein namentlich in der Gegend von Corocoro als kalkarm bezeichnet werden. Im Besonderen fehlen Molluskenreste in dieser Gegend ganz, und es ist durchaus unzulässig, vorauszusetzen, daß bitumenreiche Substanzen in den roten Sandsteinen und Tonen vorhanden gewesen, jetzt aber überall verschwunden seien.* Vielmehr verhalten sich die roten Sandsteine und Tone hier wie ziemlich überall auf der Erde: Kalkarmut und Fossilarmut gehen zusammen.

Vor allem scheint mir aber in dem Erklärungsversuche Sundt's ein grundsätzlicher Fehler zu liegen, nämlich die Voraussetzung, daß die erzbringende Lösung das Kupfer in der Sulfat- oder Chlorürverbindung enthalten habe. Ich meine vielmehr, daß gerade das Zurücktreten von Sauer-

* Es wird von verschiedenen Autoren, z. B. von Forbes, angegeben, daß bei Corocoro verkohltes Coniferenholz vorkommt. Ich habe solches nicht gesehen, auch auf Nachfrage bei den Bergwerksdirektoren in Corocoro nicht erhalten können. Es muß also wohl sehr selten sein. Dereims gibt an, daß bei Chacarilla in den tiefsten Lagen des Pucasandsteins sich dünne Kohlenlagen finden.

stoff gegenüber dem Schwefel und Arsen die erzbringenden Lösungen ausgezeichnet haben muß. Damit würde zugleich ausgesagt sein, daß die flüchtigen, gasförmigen Bestandteile der Lösung in Schwefelwasserstoff oder schwefliger Säure, vielleicht auch in Kohlensäure bestanden hatten. Nur aus derartig beschaffenen Lösungen, die schon als solche desoxydierend wirken, können wir uns den Inhalt der an Gangmineralien armen Kupfererzgänge ausgeschieden denken. Um aus ihnen das Kupfer in gediegenem Zustande auszuscheiden, bedarf es nicht noch desoxydierender, vielmehr oxydierender Substanzen, mit denen die Lösung zusammentrifft. Diese sind aber gerade im Pucasandstein überall in der Form von Eisenoxyd oder -hydraten reichlich vorhanden.* Denken wir uns also eine solche erzbringende Lösung in die Eisenoxyd-reichen Sandsteine und Tone injiziert, so wird eine Oxydation des Sulfids auf Kosten des im Eisenoxyd enthaltenen Sauerstoffs eintreten und mit diesem Vorgange muß eine Entfärbung des Sandsteins Hand in Hand gehen, wie sie in der Tat gesetzmässig rings um jedes, auch um das kleinste Vorkommnis herum, beobachtet wird.** Wird nun aber der Schwefel, der unter normalen Verhältnissen sich mit dem Kupfer als Kupferglanz, Buntkupfererz oder dergleichen niederschlagen würde,

---

* Der rote Ton, in dem die Aragonitkristalle vorkommen, enthält nach DOMEYKO 9% Fe_2O_3.

** Auf meinen Wunsch hat Herr Dr. MEIGEN im hiesigen chemischen Laboratorium durch Herrn L. GASSNER folgenden Versuch ausführen lassen: „Frisch hergestellte Niederschläge von Kupfersulfid und Eisenhydroxyd wurden mit Aragonit oder mit Kalkspat und mit einer reichlichen Menge Wasser in ein Rohr eingeschmolzen und unter häufigerem Umschütteln etwa 12 Stunden auf 50° bis 70° erwärmt. Das Filtrat der mit Aragonit angesetzten Probe gab mit $BaCl_2$ eine kleine Trübung, blieb aber mit Ammonoxalat klar, während die mit Kalkspat versetzte Probe in beiden Fällen einen deutlichen Niederschlag gab. Die wieder zugeschmolzenen Röhren blieben drei Wochen bei Zimmertemperatur, dann noch eine Woche bei 50° bis 70° liegen. Nunmehr war in beiden Proben eine reichliche Menge Gips nachzuweisen, in der Kalkspat enthaltenden jedoch deutlich mehr. Die salzsaure Lösung der abfiltrierten Niederschläge erzeugte mit Ferricyankalium reichliche Niederschläge von Turnbullschem Blau, enthielten also erhebliche Mengen von Eisen in der Oxydulform."

oxydiert zu schwefliger Säure oder Schwefelsäure, so kann vermöge der grösseren Affinität dieser Säuren zu Kalkerde, Magnesia und Eisenoxydul auch kein Sulfid oder Sulfat von Kupfer entstehen, sondern das Metall muß frei werden. Von den gleichzeitig gebildeten Sulfaten des Calciums, Magnesiums und Eisens wird das erstere, als das am schwersten lösliche, sich ebenfalls ausscheiden, während die beiden andern leicht löslichen in wässriger Lösung fortwandern können. Auf diese Weise erklärt sich meiner Meinung nach sowohl die Art des Auftretens des Kupfers in den Sandsteinen als auch das häufige, aber wie es scheint keineswegs ausnahmslose Auftreten von neugebildetem Gips in engster Verknüpfung mit dem Kupfer, besonders aber auch die gesetzmäßige Entfärbung des Sandsteins oder Tons, wohin immer das Kupfer gedrungen ist.

Man könnte gegen diesen Erklärungsversuch einwenden, daß, wenn diese Reaktionen regelmäßig eintreten müßten, sich niemals geschwefelte Erze in Eisenoxyd-haltigem Sandstein finden dürften. Bekanntlich kommen ja auch bei Corocoro, ebenso in der Chacra-Mine von Cobrizos geschwefelte Kupfererze vor, freilich soweit man weiß nur nesterweise. Ihr Auftreten läßt sich aber sehr wohl erklären, wenn man annimmt, daß es sich in diesen Fällen um Nachschübe in den schon desoxydierten Sandstein oder um ein primäres Eindringen in Eisenoxyd-armen Sandstein handelt, wodurch eine gewisse Menge von Schwefel verfügbar geblieben wäre, der in Verbindung mit Kupfer zum Niederschlag kommen konnte. Man wird aber auch wohl berechtigt sein, vorauszusetzen, daß in den erzbringenden Lösungen das Verhältnis zwischen Kupfer und Schwefel keineswegs immer und überall dasselbe ist. Bei einem Überschuß von Schwefel könnten daher sehr wohl derartige Reaktionen vor sich gehen und dennoch könnte dabei das Kupfer teilweise oder ganz als Schwefelmetall zum Absatz gelangen.

Die hier versuchte Deutung besitzt den Vorzug, daß sie die Entstehung der Kupfersandsteine von dem gleichen Gesichtspunkte aus zu erklären gestattet, wie die der Gänge und Stöcke von geschwefelten Kupfererzen

am pacifischen Abhange der Kordillere, die ja auch an einzelnen Orten gediegen Kupfer neben anderen Kupfererzen führen. Doch wäre es sicherlich kurzsichtig, wenn man in dem Eisenhydroxyd oder -oxyd die alleinige Sauerstoffquelle für die Oxydation des Schwefels und für die Reduktion des Kupfers überhaupt suchen wollte. Sauerstoff-haltige Luft würde wohl dieselbe Wirkung ausüben.

7. Die erzbringenden Massengesteine Bolivias.

Es erübrigt noch, der Quelle nachzugehen, aus der die kupferführenden Lösungen stammen, die den Kupfersandstein der interandinen Hochfläche erzeugt haben. Trotz des ausdrücklichen Widerspruches, den Forbes gegen einen genetischen Zusammenhang mit den »Dioriten« erhoben hat, scheint mir diese Quelle die einzig mögliche zu sein. Forbes selbst schon hat die beste Handhabe geliefert, um diesen Zusammenhang wahrscheinlich zu machen. Er hat zuerst darauf hingewiesen, daß die Kupferlagerstätten der pacifischen Küstenregion regelmäßig an das Auftreten der Diorite geknüpft seien, und die späteren Untersuchungen von Domeyko, Groddeck, Moericke und Stelzner haben bestätigt, daß in Gesteinen von granito-dioritischer Zusammensetzung, vorwiegend in rein körniger Ausbildung (Andengranite und -Diorite), zum Teil auch in prophyrisch struirten, zwischen Lipariten und Andesiten schwankenden, stock- und gangförmigen Massengesteinen der Ursprungsherd der Kupfererzgänge gesucht werden muß. Forbes unterschied zwei Züge von »Dioriten«, einen westlichen, der am pacifischen Abhange der Kordillere verläuft und einen östlichen, der zwar auf der Westseite des Gebirges in Atacama beginnt (Encantada-Sandon-Tilopozo), dann aber auf die interandine Hochfläche sich fortsetzt und über Esmeraldas-Comanchi nach Tiahuanaco am Titicacasee zieht. Dieser östliche Dioritzug fällt nun aber genau mit der schmalen Zone zusammen, auf der wir die Kupfersandsteine von Atacama bis zum Titicacasee verfolgen konnten. Auch dieser Streifen durchschneidet, wie wir eingangs auseinandersetzten, die vulkanische Westkordillere unter spitzem Winkel und setzt sich nach dem östlichen Atacama

fort. Weiterhin konnte es ja auch als wahrscheinlich hingestellt werden, daß Gesteine dieses Dioritzuges sich in der Tiefe unter Corocoro hindurch erstrecken, und jedenfalls wird man für Corocoro an ein anderes Gestein als Ursprungsherd für das Kupfer nicht denken können, da die nächsten Vorkommnisse massiger Gesteine im Osten und Westen weit abliegen und zudem mit den östlichen keine Kupfererze sondern Silbererze vergesellschaftet sind.

Es treffen auf der durch die Kupfersandsteine ausgezeichneten Erzzone mehrere Umstände zusammen, die ihr einen eigenartigen Stempel aufdrücken, und die uns ihr Auftreten verständlich machen. Einmal befindet sich hier ein Zug quarzfreier Diorite, die die erzbringenden Lösungen geliefert haben; zweitens ist das Deckgebirge, wenn wir unter diesem Namen die mesozoischen Sedimente zusammenfassen, durchgängig in der Facies der roten Puca-Sandsteine und -Tone entwickelt und schließlich sind auf dieser Zone die Pucasandsteine nur verhältnismäßig schwach gefaltet, so daß eine breite, geschlossene, im Allgemeinen nur schwach gewellte Decke dieser Sedimente vorhanden ist. Nach Westen zu gehen die Pucasandsteine bald in die porphyritische Facies über, die auf dem pacifischen Abhange fast allein herrscht; dort treffen wir daher nur gang- oder stockförmige Kupfererzlagerstätten. Gegen Osten zu gelangen wir aber bald in die Ostkordillere, die von viel intensiverer Faltung heimgesucht ist; daher dominiert hier die paläozoische Schieferunterlage des Pucasandsteins und dieser bildet zumeist nur schmale, oft ganz zusammengeklemmte Mulden. Innerhalb der Ostkordillere fehlen aber die Diorite anscheinend ganz oder sie sind doch sehr selten, statt ihrer sehen wir Dacite, Trachyte und Liparite in zahlreichen, aber meist eng beschränkten Durchbrüchen erscheinen, und an Stelle der Kupferformation der interandinen Hochfläche gewinnt hier die Silber-Zinn-Formation eine ungeheure Ausdehnung; über ihre Besonderheiten hat uns Stelzner in dankeswerter Weise aufgeklärt. In dieser Arbeit hat Stelzner auch angedeutet, daß die Erzzone von Corocoro keinem der drei bisher bekannten

Gangzüge angehöre, die man innerhalb der chilenisch-peruanischen Kordillere unterscheiden kann. Dazu möchte ich aber folgendes bemerken.*

Abgesehen von dem wenig bedeutsamen Gangzuge der Ostkordillere, der sich durch überwiegende Goldführung auszeichnet und der an die jungsilurischen oder altdevonischen Granite der Ostkordillere gebunden ist, scheinen mir alle übrigen Erzvorkommnisse der Kordillere durch gewisse gemeinsame Merkmale zu einer großen Einheit verbunden zu sein. Sie sind durchweg jünger als die jüngsten Meeressedimente der Kordillere, die der Kreide und zwar der unteren oder oberen Abteilung derselben angehören. Sie entstammen ferner sämtlich einem Magma von granitisch-dioritischem Charakter, das die jüngeren Massengesteine in dreifacher Erscheinungsform erzeugt hat.

Erstens als Tiefengesteine von körniger Struktur. Das sind die sogenannten Andengranite und -Diorite. Man kennt sie in weiter Verbreitung vom pacifischen Abhange der Westkordillere, sie greifen aber auch auf die interandine Hochfläche über und bilden hier den östlichen Dioritzug von FORBES. In der Ostkordillere scheinen sie nur ganz vereinzelt und in Vorkommnissen von geringem Umfange aufzutreten, z. B. in den Umgebungen von Potosí. Besonders an die basischen Glieder dieser Gesteinsgruppe knüpfen sich die Kupfererzgänge in Chile, Perú und Bolivia. Untergeordnet tritt neben dem Kupfer Gold und Silber auf, ersteres, soweit wir wissen, besonders am pacifischen Abhange, letzteres auch in geringen Mengen auf der interandinen Hochfläche, wie im Gangzuge der geschilderten Kupfersandsteine. Damit ist eine weitere Teilung in zwei parallele Züge angedeutet, wie sie schon FORBES vertreten hat.

Zweitens als hypokristallin-porphyrisch struirte Gesteine, von gang- und stockförmigem Auftreten. Das sind die Erzbringer der Silber-, der Silber-Kupfer- und der Silber-Zinn-Lagerstätten in Chile, Bolivia, Perú

* An anderer Stelle werde ich die im Nachfolgenden nur kurz skizzierten Verhältnisse ausführlich darzulegen haben.

und in der Argentina. Von diesen Gesteinen kennen wir weder Laven noch Tuffe, womit nicht gesagt sein soll, daß sie nicht auch eine echt effusive Facies besessen hätten. Wenn man den Begriff des Lakkoliths nicht auf die lagergangartigen Gesteinsmassen von brotlaibartiger Gestalt, wie sie im schwach dislocierten Gebirge auftreten, beschränkt, vielmehr ihre wesentliche Eigenart in der geologischen Mittelstellung erblickt, die sie zwischen echten Tiefengesteinsmassen (Batholithen) mit vollkristalliner Struktur und den echten Effusivmassen mit porphyrisch-glasiger Struktur einnehmen, so könnte man viele dieser Vorkommnisse dazu rechnen. Sie haben vielerorts die durchbrochenen Gesteine stark kontaktmetamorph verändert, und zumeist sind an ihr Auftreten Erzgänge und -Stöcke geknüpft.

Drittens sind die porphyrisch bis glasig struierten Gesteine der erloschenen und zum Teil abgetragenen, sowie der noch tätigen Vulkane zu nennen. Man kennt keine Erzgänge, die an sie geknüpft wären.

Über das Altersverhältnis zwischen diesen drei Gruppen von Massengesteinen läßt sich mit einem hohen Grad von Wahrscheinlichkeit aussagen, daß die letztgenannten jedenfalls die jüngsten sind. Ihre Eruption fällt wohl der Hauptsache nach an den Ausgang der Pliocänzeit, besonders aber in die Diluvialzeit. Denn die meisten Vulkanberge der Kordillere haben zwar ihre ursprüngliche Kegelform noch bewahrt, was für ein sehr jugendliches Alter spricht, aber die letzte Eiszeit hat auf den meisten ihre unverkennbaren Spuren eingegraben.

Welches Verhältnis zwischen den beiden Gruppen von jüngeren Massengesteinen besteht, die die Erzgänge erzeugt haben, läßt sich bei dem heutigen Stande unserer Kenntnisse nur annähernd feststellen; doch darf man auf Grund ihres geologischen Auftretens annehmen, daß sie wesentlich gleichaltrig sind und genetisch enge zusammenhängen. Beide sind jünger als Kreide und beide haben nicht vor der Faltung der Kordillere bestanden, sondern sind in schon gefaltete Sedimente eingedrungen. Nun erweist sich aber die Faltung der Kordillere allgemein als viel jünger, als man früher

angenommen hatte. Sedimente aus der älteren Tertiärzeit bieten uns keinen Anhalt, da sie in der Kordillere gänzlich fehlen; was man aber von jungtertiären Ablagerungen kennt, wie die weit verbreiteten Jujuyschichten und die pflanzenführenden Süßwasserablagerungen am Cerro de Potosí, das ist von der Gebirgsfaltung, wenigstens von einer ihrer jüngsten Phasen noch stark in Mitleidenschaft gezogen. Zugleich sind dies die ersten Absätze der Kordillere, in denen sich Gerölle jener Massengesteine, wenigstens der porphyrisch struierten finden. Das alles spricht meiner Meinung nach sehr dafür, daß die Faltung etwa zur Miozänzeit oder zur älteren Pliozänzeit begonnen hat und daß zu dieser Zeit auch die erzbringenden Massengesteine in das Gebirge eingedrungen sind.*

Ein inniger Zusammenhang zwischen den körnigen und porphyrischen Gesteinen ist aber an manchen Orten der Ostkordillere ganz offenbar. Besonders wichtig in dieser Beziehung müssen Vorkommnisse wie diejenigen des Tals von Andacaba in der Kordillere von Potosí angesehen werden, wo inmitten reichlich entwickelter Quarztrachyte und -Dacite, mit denen die Silbererzgänge dieses Gebiets in Verbindung stehen, rein körnige Gesteine von granitischem Charakter auftreten, die man nur wegen ihrer Frische, besonders wegen der glasigen Beschaffenheit der Feldspate nach überkommenem Gebrauche lieber Trachyte nennen würde, wenn der tatsächliche Befund nicht zu der folgerichtigen Bezeichnung Granit oder Diorit zwänge. Eine solche Grenzstellung nehmen auch die Diorite der Gegend von Corocoro ein, auf die die Kupferführung des Pucasandsteins zurückzuführen ist. FORBES hat diese Gesteine schlechthin Diorit genannt. STELZNER, dem Stücke von Comanchi im Norden von Corocoro vorlagen, spricht von einem frischen,

* Ich habe früher (siehe STELZNER Z. d. d. g. G. 1897, 68) das Alter der zinnerzführenden Quarztrachyte etwas höher angesetzt, nämlich an das Ende der Kreide- oder in die ältere Tertiärzeit verlegt. Die Beobachtungen, welche ich auf meiner jüngsten Reise machte, veranlassen mich aber, den Zeitpunkt des Ausbruchs in das jüngere Tertiär zu versetzen.

holokristallinen Hornblendeandesit, der aber keineswegs den Andendioriten zugerechnet werden könne (!). Eine Probe, die ich selbst mitgebracht habe, ist vollkristallin, dabei ausgesprochen miarolitisch, aber nicht porphyrisch struiert. Solche Zwischenstufen zwischen Andendioriten und Hornblendeandesiten können den pedantischen Systematiker in Verlegenheit setzen; sie beweisen aber nur, daß unsere, auf europäische Verhältnisse gegründete Bezeichnungsweise den tatsächlichen Verhältnissen der Kordillere nicht vollständig gerecht werden kann, weil hier körnige und porphyrische Gesteine von sehr jugendlichem Alter aufs innigste miteinander verknüpft sichtbar werden.

Wichtigste Literatur über Corocoro.

1842. D'Orbigny, A. Voyage dans l'Amérique méridionale. Tome IIIe, 3e partie: Géologie; 119, 120.

1861. Forbes, D. Report on the Geology of South America. Part I: Bolivia and Southern Peru (Qu. Journ. Geol. Soc. 17, 1861; 38—48).

1864. Reck, H. Das Vorkommen, die Gewinnung und die Aufbereitung des Kupfers in der Serrania de Corocoro-Chacarilla (Berg- und Hüttenm.-Zeitung 23, 1864; 93, 113, 121, 129).

1866. Forbes, D. Domeykit von Corocoro (Phil. Mag. (4) 32, 135).

1871. Noegerrath (Verh. math. Ver. Rheinl. und Westf. 28, 1871. Corr.-Bl. 88)

1873. Mossbach, E. Die Gruben von Corocoro und Chacarilla in Bolivia (Südamerika) (Berggeist 1873; 69, 83, 95, 113, 133, 145, 159, 167, 185, 205, 221, 232, 257, 302, 325, 368, 408).

1880. Domeyko, J. Cristaux epigènes de cuivre métallique de Corocoro (Ann. de mines, 7 ser. 18, 1880. 531.

1892. Sundt, L. Estudios geológicos en Corocoro y en la altiplanicie de Bolivia (Bolet. Soc. Nacion. Min. Santiago. 1892. ser. 2a, 4. No. 44, 104—108; No. 45, 131—133; No. 46, 164—167.

1897. Stelzner, A. W. Die Silber-Zinnerzlagerstätten Bolivias (Z. d. d. g. G. 49. 1897; 51—142).

1903. Dereims, A. Informe sobre los trabajos ejecutados por el Geólogo de la Misión Topográfica en Bolivia (Bol. Ofic. Nac. de la Rep. de Bolivia 3, 1903; 325—326).

1904. Stelzner-Bergeat. Die Erzlagerstätten, 418—421.

Tafelerklärungen.

Tafel I.

Ansicht des Tals von Corocoro von SSO, nach einer Photographie von Dr. H. Hoek. Die Bruchlinie der Antiklinale ist durch eine schwarze Linie, das Einfallen der Schichten durch Pfeile angegeben. Der Westflügel der Antiklinale besteht vorwiegend aus groben Sandsteinen, der Ostflügel in den tieferen Lagen aus rotem Ton, in den höheren vorwiegend aus Sandsteinen.

Tafel II.

Figur 1. Ein Stück Sandstein von Corocoro, von Kupferadern durchzogen, die nach verschiedenen Ebenen verlaufen und sich mehrfach kreuzen 1/1. Die Adern bestehen aus einem Gemenge von Sandkörnern und gediegenem Kupfer, welches die Zwischenräume füllt. Nur die keilförmige Mittellage der dicken, wagrechten Ader besteht ausschließlich aus gediegenem Kupfer mit Kristallflächen am Umfang. Dieses Verhältnis stellt

Figur 2 in zweifacher Vergrößerung dar; k bezeichnet die Mittellage reinen Kupfers, ks den kupferhaltigen Sandstein.

Figur 3. Spaltausfüllung von gediegenem Kupfer in rotem, hartem Schieferton. Letzterer ist ganz entfernt. Man unterscheidet an diesem Stück, ebenso auch an

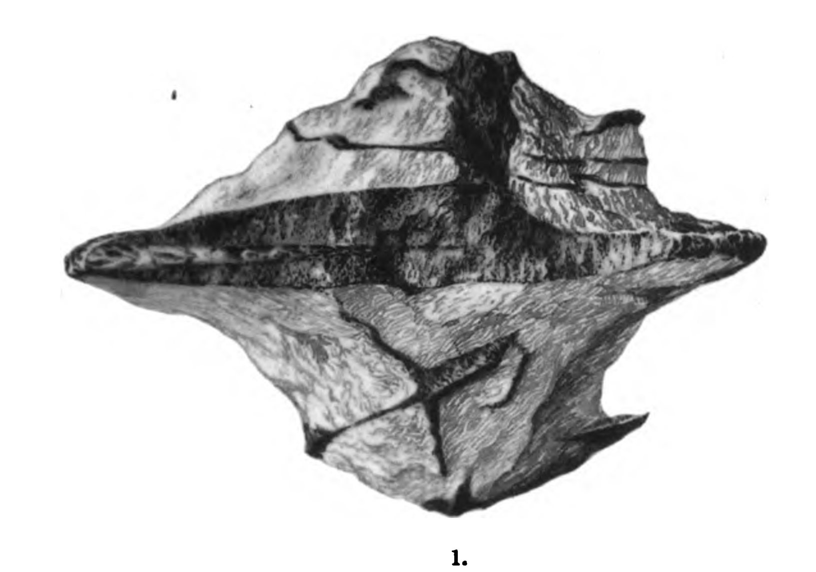
Figur 4 einen stielartigen Teil (st), der die Ausfüllung einer breiteren, schlotartigen, vertikalen Spalte bildet und die davon nahezu wagrecht in spiraler Stellung abgehenden Blätter (bl), die Ausfüllung zahlreicher, in der Schichtung verlaufenden fächerförmiger Ablösungsklüfte.

(Originale, gesammelt vom Verfasser, in der Sammlung des geologischen Institutes der Universität Freiburg i. B.)

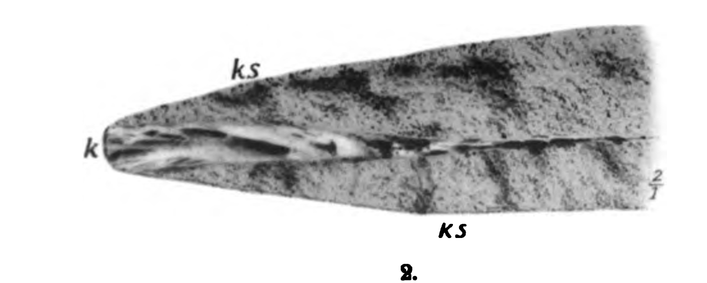


Ansicht der Kupferlagerstätte und des Tals von Corocoro, gegen NNW.
(Nach einer von Dr. H. Hoek im Jahre 1904 aufgenommenen Photographie.)

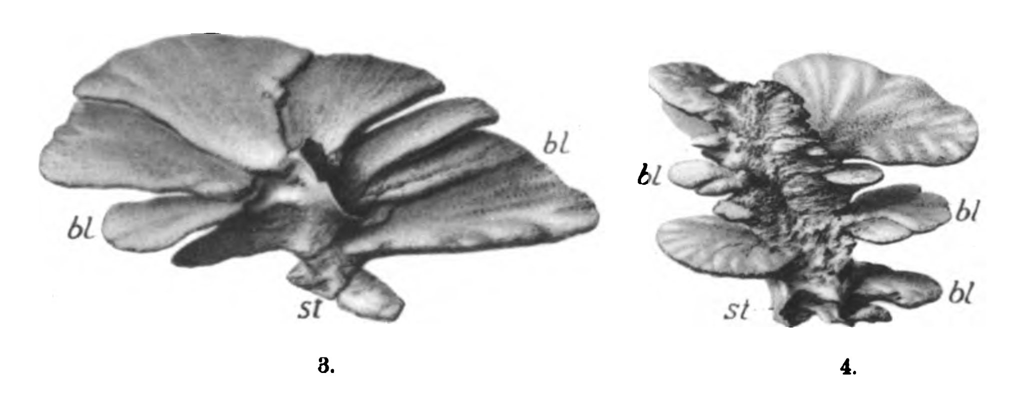
Lichtdruck v. E. Schreiber, Stuttgart.



1.



2.



3. 4.

Lichtdruck v. E. Schreiber, Stuttgart.

Der Aragonit von Sarul Dornei.

Von Dr. Th. Nicolau, Jassy.

(Mit 3 Textfiguren.)

Anfang September v. J. erhielt ich von Herrn Gymnasiallehrer D. Cadere ein Gesteinsstück, in dessen Hohlräumen sich sehr feine nadelförmige Kriställchen befanden. Das Gestein wurde von dem erwähnten Herrn vom Ufer des Bächleins Sarisor bei Sarul Dornei (in der nordwestlichen Moldau) mitgebracht und mir mit dem ausdrücklichen Wunsch anvertraut, die schönen Nädelchen zu untersuchen. Selbstverständlich nahm ich die Kriställchen mit Freude an und drücke dem Herrn D. Cadere, welcher sich für derartige Fragen sehr interessiert, meinen besten Dank aus. Obschon die geologischen Verhältnisse noch zu erforschen bleiben, verdient das Gestein als Träger der betreffenden Kristalle untersucht zu werden, und deshalb beginne ich diese Mitteilung mit einer kurzen Beschreibung des Gesteins selbst.

Es ist ein dunkelgrauer Sandmergel, von weißen Adern durchzogen.

Bei der Behandlung mit Säuren zeigt die intensiv gelbe Farbe der Lösung, daß das Gestein reich an Eisen ist.

Durch Glühen wird es etwas heller, aber in starker Glühhitze schmilzt es an scharfen Kanten zu einer schwarzen Masse an, welche vom Magnet angezogen wird.

Vo = 15° 51′		v	h	Gemessen		Berechnet		ho = 107° 04′			
Fläche	Refl.			φ	ϱ	φ	ϱ	NAUMANN	MILLER	Symbol	Buchst.
1	sehr gut	137° 48′	197° 09′	121° 57′	90° 05′	121° 52′	90°	∞P	$1\bar{1}0$	∞	m
2	sehr gut	73° 59′	196° 58′	58° 08′	89° 54′	58° 06′	„	∞P	110	∞	m
3	gut	15° 49′	197° 07′	$\bar{0}$° 02′	90° 03′	0°	„	∞P$\breve{\infty}$	010	0∞	a
4	# #	317° 46′	197° 01′	301° 55′	89° 57′	301° 54′	„	∞P	$\bar{1}10$	∞	m
5	gut	254° 04′	197° 11′	238° 13′	90° 07′	238° 06′	„	∞P	$\bar{1}\bar{1}0$	∞	m
6	# # #	195° 53′	196° 57′	180° 02′	89° 53′	180°	„	∞$\breve{P}$∞	$0\bar{1}0$	$0\bar{\infty}$	a
10	sehr gut	157° 14′	177° 11′	141° 23′	70° 06′	141° 15′	70° 10′	$3P\breve{2}$	$3\bar{6}2$	$\frac{3}{2}\bar{3}$	Σ
9	gut	54° 30′	168° 42′	38° 39′	61° 38′	38° 46′	61° 35′	$2P\breve{2}$	121	12	s
7 sehr klein	schlecht	156° 53′	168° 31′	141° 02′	61° 27′	141° 14′	61° 35′	$2P\breve{2}$	$1\bar{2}1$	$1\bar{2}$	s
8	gut	234° 32′	168° 33′	218° 41′	61° 29′	218° 46′	61° 35′	$2P\breve{2}$	$\overline{121}$	$\overline{12}$	s
11	sehr schlecht	336° 48′	168° 52′	320° 57′	61° 48′	321° 14′	61° 35′	$2P\breve{2}$	121	$\bar{1}2$	s

Unter dem Mikroskop sieht man innerhalb der Calcit- und Tonmasse viele scharf und vollkommen begrenzte Rhombenschnitte des Grundrhomboëders von Calcit oder Dolomit, sowie Quarzkörner verschiedener Größe, z. T. aber selten kristallographisch begrenzt.

Fig. 1.

Magneteisen tritt nur in Körnern auf und ist meistens frisch, nur hie und da in Eisenhydroxyd umgewandelt.

Die weißen Adern bestehen aus feinen Nädelchen, welche identisch mit den schönen Kriställchen der Hohlräume sind. In der Gesteinsmasse finden sich ebenfalls solche Nädelchen, aber sehr ungleich verteilt.

Die mikrochemische Prüfung am Dünnschliff selbst mit einer gemischten Lösung aus Ammoniumphosphat und Essigsäure* zeigte, daß die Rhomboëderschnitte dem Dolomit nicht angehören können.

Durch ihre chemische Natur $CaCO_3$, $H = 3.5$, sp. Gewicht $= 3.021$ und die Kristallform lassen sich die nadelförmigen Kristalle leicht als Aragonit bestimmen.

Die feinen Nadeln sind terminal meist regellos begrenzt; einige, deren Enden kristallographisch ausgebildet waren, wurden mit dem Zweikreisgoniometer des Herrn Professor V. Goldschmidt gemessen. Die Ergebnisse dieser Messung siehe S. 370.

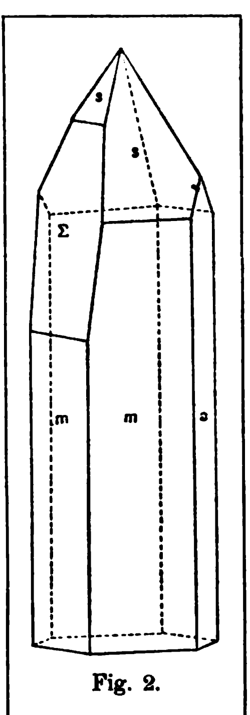


Fig. 2.

* H. Rosenbusch, Mikrosk. Physiographie, Chemische Untersuchung an Dünnschliffen. — Die Methode von G. Link, Inaugural-Diss. 1884.

Die gnomonische Projektion (Fig. 1) diente nicht allein zur Konstruktion der Zeichnung (Fig. 2), sondern auch zur graphischen Bestimmung der Symbole und Indices der Flächen. Diese Bestimmung wurde für die Endflächen 7, 8, 9, 10 und 11 durch Berechnung (siehe das Berechnungsverfahren des Herrn Professor V. GOLDSCHMIDT, kristallographische Winkeltabellen S. 3, 13, 14, 19, 51, 52) kontrolliert.

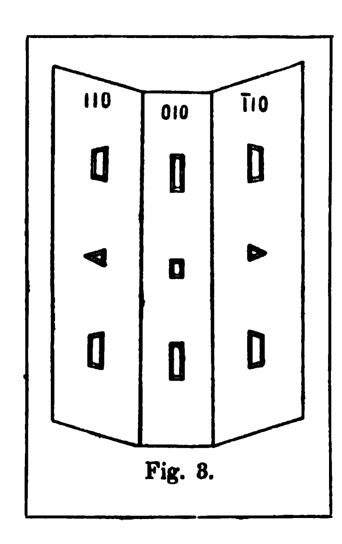


Fig. 8.

Man weiß, daß der Aragonit außerordentliche Neigung zur Bildung von Zwillingen und polysynthetischen Kristallen besitzt und daß infolgedessen einfache Individuen nur selten vorkommen. Nicht nur die gemessenen Kristalle, unter welchen goniometrisch kein Zwilling zu gewahren war, sondern auch eine Gruppe von 14 Nadeln ungefähr senkrecht zur Axe cc′ geschnitten erwiesen sich zwischen gekreuzten Nicols als einfache Individuen.

Die Bestimmung des spezifischen Gewichtes mit der WESTPHAL-MOHR'schen Wage unter Schwebenlassen in KLEIN'scher Lösung ist viermal ausgeführt worden. Das oben angegebene spez. Gew. (3.021) ergab sich bei 14° C.

Da ich bei der qualitativen Prüfung des Minerals die Anwesenheit des Mg wahrnahm, so glaubte ich, daß die quantitative Bestimmung des MgO nicht ohne Belang sei. Sie ist aber nur mit 0.354 gr Aragonitsubstanz gemacht und ergab 0.41 %.

Nadeln von diesem Aragonit mit verdünnter HCl (1 : 5) behandelt zeigen auf $\infty P \breve{\infty}$ (010) disymmetrische, auf ∞P (110) monosymmetrische Ätzfiguren (Fig. 3).

Die Rhombenporphyre des Kilimandscharo.

Von L. Finckh.

(Mit 1 Tafel und 1 Textfigur.)

Die Gesteine des Kilimandscharo waren schon früher Gegenstand mehr oder weniger eingehender Untersuchung. So hat G. Rose* ein aus der von der Decken'schen Sammlung stammendes Gestein als Trachyt beschrieben und schon auf die für die Rhombenporphyrfeldspate charakteristische Kristallform der Feldspateinsprenglinge hingewiesen. Später wurden Gesteine des Kibo, die der Beschreibung nach offenbar mit den hier als Rhombenporphyre bezeichneten Gesteinen übereinstimmen, von Bonney** orthoclase — bearing augite andesites benannt. J. S. Hyland*** hat das von H. Meyer im Jahre 1887 gesammelte Material eingehend untersucht und gefunden, daß in den in Frage kommenden Gesteinen Nephelin und Leucit als wesentliche Gemengteile auftreten. Er stellte daher diese Gesteine ihres Olivingehaltes wegen in die Familie der Basanite. Über das von H. Meyer gelegentlich seiner zweiten Reise mitgebrachte Material wurde von Tenne† eine kurze Notiz in Meyer's »Ostafrikanische Gletscherfahrten« veröffentlicht. Tenne

---

* Zeitschrift für allgemeine Erdkunde. Berlin 1863, Bd. XIV, p. 246.

** Mineralogical Magazine 1886 Nr. 32, p. 10—12.

*** Tschermak, Mineral. petr. Mitt. 1888, Bd. X, p. 203.

† H. Meyer, Ostafrikanische Gletscherfahrten. Leipzig 1890, p. 305 ff.

hat in dieser Arbeit auf Grund der Beschreibung Hyland's einen Überblick über das ihm vorliegende Material gegeben. Er hatte beabsichtigt, dasselbe eingehender zu untersuchen; leider hat ihn der Tod ereilt, noch ehe er an die Ausführung der geplanten Arbeit gehen konnte.

Ein Teil des von H. Meyer auf seiner dritten Reise im Jahre 1899 mitgebrachten Materials wurde mir vor längerer Zeit von Herrn Professor Dr. E. Fraas in Stuttgart zur Untersuchung überlassen. Ich begann diese Arbeit in Heidelberg unter Leitung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Geheimen Oberbergrats Rosenbusch. Weiteres Material von Herrn Professor Dr. H. Meyer erhielt ich später durch die Vermittlung der Herren Geheimen Bergräte Schmeisser und Beyschlag; ferner wurde mir durch das Entgegenkommen des Herrn Geheimen Bergrats Klein das im Museum für Naturkunde in Berlin befindliche Material der zweiten Reise H. Meyer's zugänglich. Eine wertvolle Ergänzung dieses Materials erhielt ich durch die reichhaltige Gesteinssuite, die Herr Professor Dr. Uhlig in Dar-es-Salam gelegentlich seiner Reise im Kilimandscharo- und Merugebiet gesammelt hat. All' den genannten Herren danke ich auch an dieser Stelle auf das Verbindlichste für die gütige Unterstützung.

Die von Hyland als Nephelin- und Leucitbasanite bezeichneten Gesteine sind hier unter dem Namen »Rhombenporphyre« zusammengefaßt. Soweit aus dem mir vorliegenden Material zu ersehen ist, sind diese Gesteine in ihrer Verbreitung auf das Gebiet des Kibo beschränkt. Es liegt mir wohl ein Handstück vom Mawensi vor; ich vermute aber, daß in diesem Falle die Etikette verwechselt ist. In allen Aufsammlungen sind die Rhombenporphyre so zahlreich vertreten, daß man schon daraus annehmen kann, daß sie das Hauptgestein des Kibo darstellen. Schon H. Meyer* und nach ihm C. Uhlig** haben darauf hingewiesen, daß diese Gesteine und ihre

* H. Meyer, Der Kilimandjaro. Berlin 1900.

** C. Uhlig, Vom Kilimandscharo zum Meru. Zeitschr. der Gesellschaft für Erdkunde 1904, p. 627—718.

Tuffe den größten Anteil am Aufbau des Kibo nehmen. Das von Hyland untersuchte Material stammt ausschließlich von der Südostseite des Berges; Tenne lagen ebenfalls Gesteinsproben vom südlichen und südöstlichen, sowie vom östlichen Abhange vor. Auf den späteren Reisen wurden außer im Süden und Osten auch auf der Westseite, sowie auf dem Nordost- und Nordhang des Kibo Rhombenporphyre entnommen. Am Westkibo scheinen die Rhombenporphyre zum Teil durch basischere Gesteine vertreten zu sein, welche zu den Basaniten (Feldspatbasalten Hyland's) des Mawensi hinüberleiten.

Alle diese Gesteine sind ausgezeichnet durch die Führung von großen Anorthoklaseinsprenglingen, welche die Ausbildungsweise der Rhombenporphyrfeldspate zeigen, und sind daher schon äußerlich den Rhombenporphyren Süd-Norwegens zum Verwechseln ähnlich. Nur ist im allgemeinen die Grundmasse der Kiborhombenporphyre viel dichter als diejenige der entsprechenden Gesteine des Christianiagebietes. Auf diese große Ähnlichkeit der Kibogesteine mit den Rhombenporphyren wurde ich schon früher durch Herrn Geheimen Oberbergrat Rosenbusch aufmerksam gemacht. Später hat auch Salomon* in einem Referat über »Gregory, The Geology of Mount Kenya« auf diese nahen Beziehungen zu den Rhombenporphyren hingewiesen. In einer kurzen vorläufigen Mitteilung** über meine Untersuchungen der Kibogesteine habe ich diese, sowie die Kenyte Gregory's als Trachydolerite bezeichnet und ebenfalls ihre auffallende Ähnlichkeit mit Rhombenporphyren betont. Hyland hat diese Gesteine, wie schon erwähnt, als Nephelin- und Leucitbasanite aufgefaßt und dadurch ihre Zugehörigkeit zu der foyaitisch-theralithischen Gesteinsreihe festgelegt. Durch die Arbeit Hyland's ist die Zusammensetzung dieser Gesteine inbezug auf die Gemengteile im wesentlichen bekannt geworden; es erübrigt mir nur, zu den wertvollen Ausführungen Hyland's im folgenden noch einige ergänzende Mitteilungen hinzu-

* Neues Jahrb. f. Min. etc. 1902, p. 231.

** Centralblatt f. Min. etc. 1902, p. 204.

zufügen. Dagegen war der chemische Bestand dieser Gesteine bisher nicht bekannt, und so war es auch nicht möglich, eine sichere Identifizierung dieser jugendlichen Gesteine mit den alten Rhombenporphyren Norwegens bezw. mit gewissen Typen dieser letzteren durchzuführen. Es war wohl anzunehmen, daß Gesteine, deren Feldspat nur Anorthoklas ist, nicht mehr den Tephriten und Basaniten zugerechnet werden können. Da der Gehalt an gefärbten Gemengteilen ein verhältnismäßig hoher ist, so konnten sie andererseits auch nicht als phonolithoide Trachyte bezeichnet werden. Derartige Erwägungen hatten dazu geführt, diese Gesteine in die Familie der Trachydolerite zu stellen. Nachdem durch die Analysen nachgewiesen ist, daß dieselben in ihrem chemischen Bestande zum Teil mit dem Nephelin-Rhombenporphyr von Vasvik übereinstimmen, zum Teil dem Gestein von Vettakolln nahestehen, ist der Beweis erbracht, daß in den Kibogesteinen sowohl, als auch in den mit letzteren chemisch und mineralogisch übereinstimmenden Kenyten die jungen Äquivalente der Rhombenporphyre vorliegen. Dem Rate des Herrn Geheimen Oberbergrat ROSENBUSCH folgend habe ich, entgegen dem bisherigen Gebrauch, neovulkanische Gesteine mit anderem Namen zu belegen, als die ihnen entsprechenden palaeovulkanischen, auch für diese jugendlichen Eruptivgesteine den Namen »Rhombenporphyre« angewendet.

Nach den Mitteilungen, die H. MEYER und UHLIG in den Berichten über ihre Reisen gegeben haben, erscheinen die Rhombenporphyre des Kilimandscharo in zum Teil deckenartig sich ausbreitenden Lavaströmen, welche mit Rhombenporphyrtuffen wechsellagern dürften. Ob die Rhombenporphyre auch als Gangausfüllungen beobachtet wurden, läßt sich aus den oben erwähnten Berichten nicht entnehmen. Es ist aber zu vermuten, daß solche Gänge vorhanden sind. Ich bin natürlich nicht in der Lage, bestimmte Angaben über Lagerungsverhältnisse und die Erscheinungsweise dieser interessanten Gesteine zu machen.

Die großen, oft 3—4 cm Länge erreichenden Anorthoklaseinsprenglinge, die fast stets durch die Kombination T, l und y gekennzeichnet sind, verleihen den Rhombenporphyren des Kibo ebenso, wie den entsprechenden Gesteinen des Christianiagebietes das eigenartige Aussehen, welches Leopold von Buch* bestimmte, den letzteren den so charakteristischen Namen beizulegen. Recht mannigfaltig sind diese Gesteine inbezug auf Farbe und Gefüge der Grundmasse, welche bald porös, bald mehr kompakt ist und im allgemeinen eine sehr feinkörnige bis dichte Struktur zeigt. Die dichte Grundmasse läßt vielfach durch matten Glanz einen Gehalt an glasiger Basis erkennen. Auch glasige Entwicklung der Grundmasse scheint häufig zu sein, da in allen Aufsammlungen glasige Rhombenporphyre zahlreich vertreten sind. Die Farbe dieser Gesteine schwankt zwischen grauen und braunen Tönen, grau, violettgrau bis schwärzlichgrau, graubraun bis braun und rotbraun. In angewittertem Zustande nehmen dieselben hellgraue, hellgraubraune bis braune Färbungen an. Die glasigen Glieder zeigen oft deutliche Fluidalstruktur durch schlierige Verwebung dunkler und heller gefärbten Glases. Manchmal kann man auch beobachten, daß die großen Anorthoklaseinsprenglinge fluidal angeordnet sind. Eine solche Makrofluidalstruktur durch die parallele Anordnung der Feldspateinsprenglinge erwähnt Brögger** auch von den Rhombenporphyren der großen Decken des Christianiagebietes.

Neben den großen Anorthoklaseinsprenglingen finden sich in manchen dieser Gesteine oft sehr reichlich kleine, unregelmäßig begrenzte Anorthoklase, die den Eindruck von Bruchstücken größerer Kristalle machen. In allen Gesteinsproben sind kleine, sehr frische Olivineinsprenglinge zu beobachten, die aber meist eine Größe von 3 mm nicht überschreiten. Sie sind zwar spärlich, aber stets vorhanden. Der Nephelin erscheint in manchen

* Leop. v. Buch, Mineralogische Reisen in Norwegen. Gesammelte Schriften, Bd. II, p. 165.

** W. C. Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf der Eker. Kristiania 1882, p. 294.

Handstücken in vereinzelten, gut ausgebildeten und oft über 1 cm großen Kristallen. Seltener als der Nephelin ist farbloser Hauyn, der schon makroskopisch durch die deutliche Spaltbarkeit nach dem Rhombendodekaeder sich erkennen läßt.

Der perlgraue Anorthoklas zeigt, wie schon oben erwähnt, vorzugsweise die Kombination T, l und y. Die Kante T : l ist manchmal durch M abgestumpft; dann ist aber die M-Fläche meist nur schwach entwickelt. Nur selten tritt neben T, l und y auch M als herrschende Fläche auf; solche Kristalle zeigen einen schlank prismatischen Habitus. Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz, bei denen die Querfläche K (100) zugleich Verwachsungsfläche ist, wurden öfters beobachtet.

H. A. Miers* und Hyland (l. c.) haben diese Feldspate eingehender untersucht, so daß ich mich auf ergänzende Angaben beschränken kann. In ihrem optischen Verhalten zeigen diese Feldspate ebenso wie in kristallographischer Beziehung so große Übereinstimmung mit denen der alten Rhombenporphyre, daß die Beschreibung Brögger's (l. c.) fast Wort für Wort auch für sie gelten könnte.

Die Untersuchung einer Reihe von orientierten Präparaten nach P, M und senkrecht zur spitzen Bisektrix ergab folgende Resultate:

A_p 1—2° A_m 4—6° A_a 0—19°

Hyland (l. c.) gibt für Schnitte senkrecht zur ersten Mittellinie 8—11° an; er fand, daß einige gerade Auslöschung besitzen. Die von mir untersuchten Präparate zeigen alle schwankende Werte von nahezu 0° bis zu Werten von 19°. Brögger fand Auslöschungsschiefen von 0—22 ½°. Die Schnitte nach M lassen auffallenderweise Zwillingslamellen nicht erkennen; dieselbe Erscheinung ist auch den Anorthoklasen der südnorwegischen Rhombenporphyre eigen.

* H. A. Miers, Orthoclase from Kilima-njaro, and Adularia from Switzerland. Min. Mag. 7, 1886, 10—12.

Die von Herrn Dr. von Wolff freundlichst ausgeführte Bestimmung der Lichtbrechung mit Hilfe des Totalreflektometers ergab folgende Werte:

α na	β na	γ na
1.524	1.5295	1.5376

Die großen Anorthoklaseinsprenglinge sind nur selten vollkommen einheitlich geschlossene Kristalle. Sie zeigen vielmehr infolge der Unterbrechung der Kristallisation bei der Erstarrung der Grundmasse zackige und treppenartige Umrisse. Schon mit unbewaffnetem Auge fällt der große Reichtum an Glas- und Schlackeneinschlüssen auf. Die Umgrenzung dieser Einschlüsse ist dann fast immer ebenso zackig und treppenförmig, wie die Umrisse der Kristalle selbst. Unter den individualisierten Interpositionen sind solche von Olivin, Augit, Apatit und Titaneisen die gewöhnlichsten. Seltener gesellt sich zu diesen noch Nephelin, Hauyn und Zeolithe. Die Verteilung der Einschlüsse ist oft ganz unregelmäßig; eine zentrale Anhäufung derselben wurde nur in den kleineren, unregelmäßig begrenzten Anorthoklaseinsprenglingen hie und da beobachtet. Der Kern dieser Feldspate ist erfüllt von grauschwarzen, staubförmigen Körnchen; die Randzone pflegt dann frei von Einschlüssen zu sein. Häufiger besitzen diese staubförmigen, grauschwarzen Einschlüsse peripherische Anordnung. Meist ist eine schmale, einschlußreiche Randzone noch von einer einschlußfreien Schale umgeben (Fig. 1). Nur bei sehr starker Vergrößerung lösen sich diese staubförmigen Einlagerungen auf; es sind oft äußerst zierliche Mikrolithen von Pyroxen, sowie von Ilmenit, welcher als Titaneisenglimmer zum Teil mit bräunlicher Farbe durchsichtig wird. Nicht selten tritt dazu noch Pseudobrookit. Bei peripherischer Anordnung dieser Mikrolithen beobachtet man häufig, daß diese annähernd senkrecht auf den Flächen der sie beherbergenden Kristalle stehen.

Rosenbusch* weist darauf hin, daß die Rhombenfeldspate aller be-

* H. Rosenbusch, Mikr. Physiogr. der Miner. u. Gest. Stuttg. 1905, Bd. I, 2. Hälfte, pag. 329.

kannten Vorkommnisse häufig eine nicht verzwillingte äußere Schale von Alkalifeldspat tragen. Da die Schale bei den Feldspaten der Kibogesteine vielfach reich an Einschlüssen ist, so war es in den meisten Fällen nicht möglich, diese Schalen genau zu untersuchen. In einem einschlußfreien Individuum konnte tatsächlich eine Schale eines andern Feldspates beobachtet werden. Die Zwillingsstreifung setzt scheinbar an der Grenze des Kerns gegen die Schale ab; bei genauerer Betrachtung zeigt sich aber, daß die Zwillingslamellen sich auch in die Schale fortsetzen und nur undeutlich werden. Die Lichtbrechung des die Schale bildenden Feldspates ist wenig höher als die des Kerns; ich möchte daher diesen Feldspat für Albit halten. Häufiger zeigt die nicht verzwillingte Schale in der Auslöschung geringe Abweichungen; in der Höhe der Lichtbrechung ist aber kein Unterschied zwischen Schale und Kern nachzuweisen. Die Schale dürfte in diesem Falle aus Orthoklas bestehen.

Der Kern der großen Anorthoklaseinsprenglinge besitzt oft undulöse Auslöschung, und einzelne Teile desselben zeigen bisweilen abweichende Orientierung, so daß man den Eindruck gewinnt, daß die Kristalle zerbrochen und wieder ausgeheilt seien. Die kleinen Fragmente von Anorthoklas häufen sich manchmal um größere Individuen, so daß es scheint, als ob jene von den letzteren losgelöst wären. Diese Feldspateinsprenglinge sind wohl als intratellurische Bildungen aufzufassen, es bleibt aber immer noch unerklärlich, daß z. B. in den glasigen Gesteinen so große Feldspatkristalle sich bereits in der Tiefe ausgeschieden haben sollten, während in der Grundmasse außer größeren Magnetitkörnern, dem Olivin und Apatit nur wenige Augit- und Feldspatmikrolithen zur Individualisierung gelangt sind. Für diese auffallende Erscheinung vermag der von L. Milch* »als wirkungsvollste Ur-

* L. Milch, Über magmatische Resorption und porphyrische Struktur. N. J. 1905, II, p. 13. Milch sagt dort: „Als wirkungsvollste Ursache der teilweisen Resorption der bereits ausgeschiedenen Kristalle erscheint mir die Vermischung der obersten, schon in der Kristallisation begriffenen Schichten des unmittelbar

sache der teilweisen Resorption der bereits ausgeschiedenen Kristalle« angenommene Vorgang bei der Gesteinsbildung eine befriedigende Erklärung zu geben. Wenn als Ursache der Führung und teilweisen Zerbrechung der großen Feldspateinsprenglinge eine Mischung von noch nicht völlig erstarrtem Magma mit aufsteigendem heißerem angenommen wird, so besteht die Möglichkeit, daß dasselbe Magma auch Gesteine, die frei von den großen Feldspateinsprenglingen sind, geliefert hat. Tatsächlich sind auch solche Gesteine vorhanden, wie aus den Analysen von zwei obsidianartigen Trachydoleritgläsern (Analyse Nr. VIII und IX) hervorgeht.

Der Feldspat der Grundmasse gehört seinen optischen Eigenschaften nach, soweit diese überhaupt geprüft werden können, ebenfalls dem Anorthoklas an. Er ist meist wie der Grundmassefeldspat der Trachyte leistenförmig; seltener findet man quadratische oder rechteckige Durchschnitte. Die kleinen Feldspatleistchen werden oft so schmal, daß sie nur strichartig erscheinen; sie krümmen sich dann gerne, gabeln oder zerfasern sich an den Enden und gruppieren sich häufig zu sphärolithischen Gebilden. Dieselben sind stets einfach verzwillingt und zeigen sehr geringe Auslöschungsschiefen; im Maximum wurde 4—5° gefunden. Die etwas größeren Durchschnitte lassen oft die feine Zwillingsstreifung, die auch den großen Einsprenglingen eigen ist, noch deutlich erkennen. Gegen die Annahme, daß die leistenförmigen Feldspate Oligoklas seien, spricht der chemische Bestand dieser Gesteine. Bisweilen setzen sich an diesen Feldspatleistchen staubförmige, dunkel gefärbte Mikrolithen an, so daß die Grundmasse an solchen Stellen, wie HYLAND sagt, wie »verschleiert« erscheint.

Der Nephelin findet sich, wie schon oben erwähnt, in größeren, bis

unter dem völlig erstarrten eigentlichen Granitmassiv befindlichen Magmarestes mit tiefer gelegenen und daher noch heißeren, falls Differenzierung eingetreten ist, auch chemisch abweichenden Partien des gleichen Magmarestes; die Vermischung tritt dadurch ein, daß der auf den noch nicht erstarrten Massen lastende Druck beim Aufreißen einer Spalte die höheren und tieferen Schichten gleichzeitig und gemeinsam in die Höhe preßt."



über 1 cm Durchmesser erreichenden Einsprenglingen von kurzsäulenförmigem Habitus mit m (10$\bar{1}$0) und c (0001). Er ist farblos und in frischem Zustande glasglänzend mit kleinmuscheligem Bruch. Bisweilen ist derselbe auch gelblichweiß und getrübt infolge beginnender Verwitterung. In der Grundmasse erscheint der Nephelin selten in idiomorpher Ausbildung; meist verbirgt er sich in den Zwickeln zwischen den Feldspatleistchen und läßt sich dann nur durch die Ätzung mit Salzsäure und Tinction mit Fuchsin nachweisen. Schon HYLAND (l. c.) hat seine Anwesenheit und unregelmäßige Verteilung in der Grundmasse erwähnt.

Wie der Nephelin, so ist auch der Leucit in den Kiborhombenporphyren recht unregelmäßig verteilt. Als makroskopischer Einsprengling konnte er nie beobachtet werden, dagegen ist er oft sehr reichlich in der Grundmasse meist in gut ausgebildeten Ikositetraëderchen vorhanden. Der Nephelin tritt dann gegen ihn zurück, so daß man von Leucitrhombenporphyren im Gegensatz von Nephelinrhombenporphyren sprechen kann. Aber auch in den nephelinreicheren Gesteinen pflegt der Leucit nicht ganz zu fehlen. In einigen glasreicheren Gesteinsproben sind die Leucitkriställchen so klein, daß sie im Dünnschliff als Körper erscheinen. An Einschlüssen von sehr kleinen Erzkörnchen und Pyroxenmikrolithen ist der Leucit oft sehr reich; die Anordnung derselben ist bald zentral, peripherisch oder zonar. Bei zentraler Anordnung der Einschlüsse ist der Kern ganz erfüllt von den winzigen Interpositionen. Häufig sind die Einschlüsse peripherisch derart angehäuft, daß die Leucitdurchschnitte einen fast opaken Rand besitzen (Fig. 5). Wie die Feldspatleistchen der Grundmasse, so dienten auch die Leucite oft als Ansatzpunkt für Mikrolithen (Fig. 4). In einigen Handstücken, die dem Kraterrand und der Nordostseite des Kibo entstammen, sind Augitmikrolithen kranzartig um die Leucite angeordnet (Fig. 2 und 3). Häufiger hüllen die staubförmigen Mikrolithen der Grundmasse die kleinen Leucitkriställchen so vollkommen ein, daß letztere förmlich »verschleiert« erscheinen. Die Doppelbrechung und die Zwillingsstreifung ist in den sehr kleinen Kri-

ställchen selbst bei Anwendung des Gipsplättchens nicht wahrzunehmen; das optische Verhalten war nur in den etwas größeren, mikrolithenfreien Individuen zu prüfen. HYLAND (l. c.) hat eines dieser leucitführenden Gesteine auf die Löslichkeit in konzentrierter Salzsäure untersucht und gefunden, daß von demselben nach 33 stündigem Kochen 42.8% zersetzt wurden. In der salzsauren Lösung konnten 6.22% K_2O und 6.8 Na_2O nachgewiesen werden.

Mineralien der Sodalithgruppe sind verhältnismäßig selten neben Nephelin und Leucit, und nur in wenigen Gesteinsproben wurden größere farblose Hauyne mit vollkommener Spaltbarkeit nach 110 beobachtet. Dieselben sind auffallend rein, so daß zunächst an Sodalith gedacht wurde. Die Lichtbrechung dieses isotropen Minerals ist aber nicht erheblich niedriger, als die des Kanadabalsams; auch spricht der Gehalt an Schwefelsäure in diesen Kiborhombenporphyren, der wohl nur zum Teil auf Sulfide zurückgeführt werden kann, eher für die Anwesenheit von Hauyn. Trübe weißliche Partien eines isotropen Minerals mit deutlicher Spaltbarkeit und sehr niedriger Lichtbrechung ergaben weder Reaktion auf Chlor, noch auf Schwefelsäure, demnach dürften dieselben als Analcim aufzufassen sein.

Der Olivin ist als porphyrischer Einsprengling stets vorhanden in kleinen, meist sehr frischen, glasglänzenden Kriställchen, die eine Größe von etwa 3 mm Durchmesser nicht übersteigen. Als eine der ältesten Ausscheidungen ist er oft mit Magneteisen und Apatit verwachsen (Fig. 2). In der Grundmasse erscheint er seltener in Form von kleinen, langgestreckten Prismen, die öfters an ihren Enden gegabelt oder skelettartig entwickelt sind und bisweilen eine deutliche Absonderung nach der Basis erkennen lassen. Die größeren Olivine zeigen zum Teil deutliche Spaltbarkeit nach b (010) und a (100), so daß sie in basalen Schnitten große Ähnlichkeit mit farblosen Pyroxenen haben. Die Untersuchung im konvergent polarisierten Licht läßt aber auch in solchen Schnitten keinen Zweifel, daß Olivin vorliegt. In Schnitten senkrecht zu einer optischen Axe wurde der positive

Charakter der im Dünnschliff farblos erscheinenden Olivine bestimmt. Der Eisengehalt derselben ist also ein verhältnismäßig geringer. Die nur sehr wenig gekrümmte Barre deutet an, daß der optische Axenwinkel 90° sehr genähert ist. Häufig sind diese Olivine randlich tief rot gefärbt; die äußere Schale scheint dann erheblich eisenreicher zu sein als der Kern. Nicht selten findet man auch Olivindurchschnitte mit einem opaken Resorptionsrand; auch sonst zeigen die Olivineinsprenglinge bisweilen Resorptionserscheinungen. An Einschlüssen beherbergen dieselben außer Apatit und Magneteisen gelegentlich Körner von Zirkon und Blättchen von Anomit.

In einigen vom Kibokraterrand stammenden Gesteinsproben eines leucitreichen Gesteines sind die schlanken Olivinprismen zweiter Generation häufiger. Sie werden meist mit tief roter Farbe durchsichtig, wie die eisenreichen Schalen der größeren Einsprenglinge; sie sind demnach als ein dem Fayalit sehr nahestehender Olivin aufzufassen. Dieser tiefrote Olivin erscheint bisweilen auch in Form zierlicher Skelettchen, sowie in paralleler Verwachsung mit farblosen Olivinsäulchen. G. T. Prior* erwähnt den Olivin als Grundmassegemengteil der entsprechenden Gesteine des Kenya.

Die Pyroxene sind vorwiegend als Grundmassegemengteil entwickelt; sie sind stets reichlich vorhanden und erscheinen in Form von Mikrolithen oder meist unregelmäßig begrenzten Körnern, die häufig in den Zwickeln zwischen den Feldspatleistchen eingeklemmt sind. Ihre Bestimmung ist daher sehr erschwert. In den meisten Gesteinsproben findet sich ein fast farbloser bis schwach grünlich gefärbter, monokliner Pyroxen, welcher nicht sehr stark doppelbrechend ist und Auslöschungsschiefen bis gegen 45° zeigt. In Schnitten senkrecht zu einer optischen Axe wurde in einigen größeren Individuen positiver Charakter nachgewiesen. Leistenförmige Durchschnitte mit gerader Auslöschung lassen erkennen, daß die Richtung kleinster Elastizität

---

* G. T. Prior, Contributions to the Petrology of British East Africa etc. Min. Mag. 13, Nr. 61, p. 247. London 1903.

parallel ihrer Längserstreckung liegt. Seinem optischen Verhalten nach liegt also Diopsid vor.

Der Diopsid ist häufig ganz oder teilweise durch Ägyrin und Ägyrinaugit mit negativer Doppelbrechung vertreten. Auch in den kleinen Pyroxenmikrolithen fällt oft die Richtung größter Elastizität mit ihrer Längserstreckung annähernd zusammen. Der Ägyrin zeigt deutlichen Pleochroismus, und zwar wird derselbe für Licht

// bc	polarisiert	// a	schwingend	= bläulichgrün
// ac	»	// b	»	= hellgrün
// ab	»	// c	»	= hellergelblichgrün

durchsichtig.

In klinopinakoidalen Schnitten wurde häufig starke Bisektricendispersion beobachtet; die Doppelbrechung ist meist niedriger, als man bei Ägyrin und Ägyrinaugit erwarten sollte. Letzterer ist durch die größere Auslöschungsschiefe und durch schwächeren Pleochroismus von dem Ägyrin unterschieden. In den glasigen und glasreichen dichten Grundmassen sind die Pyroxenmikrolithen bisweilen in zierlichen Skeletten ausgebildet, bisweilen gruppieren sie sich radialstrahlig um winzige Magnetitkörnchen.

In einem glasigen Rhombenporphyr am Westkibo (4500 m) wurde ein rechteckiger, zwischen gekreuzten Nicols gerade auslöschender Durchschnitt eines gelblich gefärbten, pyroxenartigen Minerals beobachtet. Lichtbrechung und Doppelbrechung desselben sind verhältnismäßig hoch. Dieser Durchschnitt zeigt deutlichen Pleochroismus, und zwar wird er für Licht, welches parallel der längeren Kante und der in dieser Richtung verlaufenden Spaltrisse schwingt, gelb durchsichtig mit einem Stich ins Grüne, orangerot dagegen für Licht, welches seine Schwingungen senkrecht auf der Längserstreckung des Durchschnittes ausführt. Im konvergent-polarisierten Licht kann man wohl ein undeutliches Axenbild beobachten, welches so zu deuten wäre, daß die Axenebene parallel der kurzen Kante liegt. Die Bestimmung der relativen Lage der Elastizitätsaxen zeigt, daß die Richtung größerer

Elastizität mit der Richtung der langen Kante zusammenfällt. Dieser Durchschnitt läßt sich als annähernd basal geschnittener Låvenit mit tafelförmiger Ausbildung auffassen. Derselbe ist dann für Licht

// ab polarisiert // c schwingend orangerot
// ac » // b » gelb mit Stich ins Grüne

durchsichtig und zeigt eine Absorption c > b.

Leider waren andere zur Bestimmung brauchbare Schnitte in den Präparaten trotz eifrigen Suchens nicht aufzufinden. Die Anwesenheit von Zirkonproxenen ist immerhin nicht ausgeschlossen in Gesteinen, in welchen ein nicht geringer Gehalt an Zirkonerde nachgewiesen werden konnte, wie aus den im folgenden mitgeteilten Analysen zu ersehen ist.

Neben den Pyroxenen ist in vielen Kibogesteinen reichlich, in anderen spärlicher Anomit in kleinen, meist lappigen Blättchen als Grundmassegemengteil vorhanden. Derselbe zeigt kräftigen Pleochroismus b ≥ c > a; er ist für Licht:

// ac polarisiert // b schwingend = braun
// ab » // c » = braungelb oder braun
// bc » // a » = fast farblos bis schwach strohgelb

durchsichtig.

Infolge der starken Doppelbrechung heben sich die Durchschnitte der kleinen Anomittäfelchen zwischen gekreuzten Nikols deutlich aus der Grundmasse heraus. Sie sind selten gut begrenzt und nur an wenigen gut ausgebildeten Blättchen konnte mit Sicherheit bestimmt werden, daß die Axenebene senkrecht auf der Symmetrieebene steht, daß also ein Glimmer erster Art vorliegt. Einen Anomit mit ähnlicher Absorption beschreibt Osann* als Gemengteil des Verits von Vera in der spanischen Provinz Almeria. Obgleich der Glimmer seiner geringen Dimensionen wegen als Grundmassegemengteil aufgefaßt werden muß, scheint er doch verhältnismäßig früh zur

* A. Osann, Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine des Gabo de Gata. Z. d. d. g. G. 1889.

Ausscheidung gelangt zu sein, da er auch als Einschluß in dem Olivin nachgewiesen werden konnte.

Als seltener und nur in einer von UHLIG am von der Deckengletscher auf der Südseite des Kibo gesammelten Gesteinsprobe in größerer Menge auftretender Gesteinskomponent erscheint Cossyrit in sehr kleinen, fast stets unregelmäßig begrenzten Körnern. Nur wenige Durchschnitte eigneten sich zur sicheren Bestimmung, welche ergab, daß das Mineral für Licht

// ab polarisiert // c schwingend = fast schwarz
// ac » // b » = tief kastanienbraun
// bc » // a » = heller rotbraun

durchsichtig wird. Die Absorption ist c > b > a und für c fast vollkommen. Die Lichtbrechung ist hoch, dagegen die Doppelbrechung sehr gering. An den leistenförmigen Durchschnitten wurde eine Auslöschungsschiefe von etwa 40° im Maximum festgestellt. In einem etwas größeren gut begrenzten Individuum mit sehr geringer Auslöschungsschiefe konnte die Bestimmung der Lage der Axenebene und des relativen Wertes der Elastizitätsaxen durchgeführt werden. Die optische Axenebene liegt wie in dem von BRÖGGER* beschriebenen Aenigmatit nahezu parallel der Längsfläche b (010). Die Doppelbrechung ist so schwach, daß die Interferenzfarben die grauen Töne der ersten Ordnung nicht übersteigen.

Das Auftreten des Cossyrits in diesen Gesteinen ist von besonderem Interesse; schon HYLAND (l. c.) hat die Vermutung ausgesprochen, daß er in der Grundmasse der Kibogesteine als Begleiter des Anorthoklas vorhanden sein könnte; er meinte aber, daß es unmöglich sein werde, ihn bei den winzigen Dimensionen der Grundmassegemengteile nachzuweisen.

Katophoritische Hornblende findet sich in einem am Biwakhöhlenfels auf der Südseite des Kibo von UHLIG geschlagenen Rhombenporphyr in zum Teil gut ausgebildeten Prismen, zum Teil in unregelmäßig begrenzten Körnern.

* BRÖGGER, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Z. Kr. 1890, XVI, 423.

Sie zeigt deutliche Absorption $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$ und wird für Licht

// $\mathfrak{ac}$ polarisiert // $\mathfrak{b}$ schwingend = graubraun

// $\mathfrak{ab}$ » // $\mathfrak{c}$ » = gelblichgraubraun

// $\mathfrak{bc}$ » // $\mathfrak{a}$ » = hellgelbbraun mit einem Stich ins Graue

durchsichtig. Die Doppelbrechung ist verhältnismäßig sehr niedrig. Als Maximum der Auslöschungsschiefe wurde 33° gemessen. In einem Schnitt, der senkrecht zu einer optischen Axe geführt ist, gelang es bei Anwendung sehr starker Vergrößerung (1/10 homog. Immersion Seibert), den negativen Charakter des Minerals zu bestimmen. In klinopinakoidalen Schnitten zeigt sich die für Katophorit charakteristische, starke Bisektricendispersion durch die unvollkommene Auslöschung zwischen gekreuzten Nikols.

Die Nebengemengteile dieser Gesteine sind Apatit, Magneteisen, Ilmenit und Zirkon. Apatit ist sehr reichlich vorhanden; er ist häufig in größeren, meist gedrungenen Prismen mit großen Magnetitkörnern und dem Olivin verwachsen. Sowohl diese größeren Kristalle, als auch die kleinen, bis zur Größe von Mikrolithen herabsinkenden Apatitnädelchen der Grundmasse sind häufig an ihren Enden abgerundet und zeigen deutliche Querabsonderung nach der Basis. Sie beherbergen nicht selten Glaseinschlüsse und bisweilen dringt auch glasige Grundmasse von den Enden her in die Apatitkriställchen ein.

Der Magnetit findet sich zum Teil in größeren Körnern, zum Teil in winzigen Kriställchen in der Grundmasse. Neben ihm erscheint Ilmenit in zierlichen, unregelmäßig begrenzten Blättchen und Schüppchen, deren Durchschnitte die mannigfaltigsten Formen zeigen. Am häufigsten beobachtet man gezackte Täfelchen, sowie keulen- oder peitschenförmige Gebilde. Als Titaneisenglimmer wird der Ilmenit auch in diesen Gesteinen vielfach mit rotbrauner Farbe durchsichtig. Kleine, rundliche Körner von Zirkon mit sehr starker Lichtbrechung und Doppelbrechung wurden vereinzelt beobachtet.

In einer Reihe von Gesteinsproben, besonders in solchen, die durch bräunliche Färbungen ausgezeichnet sind, ist ein rotbraunes, sehr stark lichtbrechendes und doppelbrechendes Mineral in Form von gedrungenen, seltener



schlanken Säulchen oder rechteckigen Täfelchen sehr verbreitet. Dieses Mineral setzt sich oft an die Eisenerze an. Bisweilen sehen die kleinen Kriställchen infolge skelettartiger Ausbildung wie zellig zerfressen aus. Neben den etwas größeren Individuen sind kleine Körnchen desselben Minerals mit unregelmäßiger Begrenzung in der Grundmasse zerstreut. Die genaue Bestimmung ist wegen der Kleinheit der Durchschnitte sehr erschwert. Farbe, Höhe der Lichtbrechung und Doppelbrechung, sowie die kristallographische Ausbildung sprechen für Pseudobrookit. Das Mineral stimmt auch mit dem von LATTERMANN* beschriebenen Pseudobrookit der gelben Abart des Nephelinbasaltes vom Katzenbuckel im Odenwald vollkommen überein, nur sind die Kristalle erheblich kleiner. In Alkalitrachyten von S. Miguel, die mir zum Vergleich von Herrn Dr. PHILIPPI** gütigst überlassen wurden, findet sich der Pseudobrookit in denselben Formen und mit denselben optischen Eigenschaften, wie in den Kibogesteinen. In solchen Trachyten sowohl von Fayal als von S. Miguel wurde der Pseudobrookit von O. MÜGGE*** nachgewiesen. Da der Titanit in den Rhombenporphyren des Kilimandscharo vollständig fehlt, so scheint es, daß der Pseudobrookit diesen gewissermassen vertritt. Besonders reich an Pseudobrookit ist ein auffallend gelbrot gefärbtes Gestein vom Kerstengletscher am Südkibo. Dasselbe enthält verhältnismäßig kleine Einsprenglinge von Anorthoklas mit rhombischen Durchschnitten in einer feinkörnigen Grundmasse; kleine drusige Blasenräume sind mit Zeolithen (Philippsit) und Calcit erfüllt. Der Pseudobrookit ist wohl sekundär aus den Eisenerzen hervorgegangen. Seine Bildung wird in der letzten Phase der Gesteinsverfestigung erfolgt sein.

---

* TSCHERMAK, M. P. M. 1888, p. 47. ROSENBUSCH, Mikr. Phys. der Mineralien und Gesteine, 1905, Bd. I, 2. Hälfte, p. 126.

** Für die Überlassung der von der Deutschen Südpolarexpedition gesammelten Gesteine von S. Miguel zum Vergleich erlaube ich mir Herrn Dr. PHILIPPI auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank auszusprechen.

*** O. MÜGGE, Petrogr. Untersuchungen an Gesteinen von den Azoren, N. J. 1883, II, p. 196.

Hyland (l. c.) spricht die Vermutung aus, daß kleine graulichweiße Oktaëderchen, die er stellenweise in der Grundmasse seines Nephelinbasanits beobachtet hat, Perowskit sein könnten. Ein sicherer Anhalt für die Anwesenheit von Perowskit konnte nicht gefunden werden.

Außer den besprochenen Mineralien beteiligt sich an der Zusammensetzung dieser Gesteine meist eine glasige Basis, welche bald farblos ist, bald gelblich oder braun gefärbt erscheint. Gelegentlich findet sich auch globulitisch gekörneltes Glas.

Als sekundär enstandene Mineralien sind außer dem Pseudobrookit noch die Zeolithe, Calcit und Hyalith zu nennen; dieselben treten als Ausscheidungen in Blasenräumen und auf Klüften auf. Die Zeolithe sind zum Teil Analcim, zum Teil Faserzeolithe mit sehr niedriger Licht- und Doppelbrechung. Als Zersetzungsprodukte des Nephelins und der Mineralien der Sodalithgruppe finden sie sich auch im Gestein selbst.

In der Nähe der Klüfte zeigen die Gesteine öfters eine eigenartige Zersetzung, die auf Einwirkung von Fumarolengasen schließen läßt. In den glasigen Gesteinen ist das bräunliche Glas hellgelb gefärbt, während in den Gesteinen mit individualisierter Grundmasse die Erze aufgelöst und ihre Bestandteile weggeführt sind. Die Feldspate zeigen dann auch eine Umwandlung in sehr schwach doppelbrechende bis isotrope Massen, die ich als Hydrargillit deuten möchte.

Über die Struktur seiner Nephelinbasanite (Nephelinrhombenporphyre) sagt Hyland (l. c.), sie sei ausgezeichnet basaltisch. Das Gefüge der mir vorliegenden Gesteine erinnert eher an andesitische und trachytische Strukturformen. Sehr verbreitet sind pilotaxitische und hyalopilitische Typen; auch vitrophyrische Gesteine sind häufig, seltener dagegen besitzt die Grundmasse einen mehr trachytischen Charakter.

Die vitrophyrischen Gesteine zeigen oft deutliche Mikrofluidalstruktur durch schlierige Verwebung verschieden gefärbten Glases oder von Glaspartien, welche mehr oder weniger reich an Mikrolithen sind. Auch euta-

xitische Struktur wurde besonders in den hyalopilitischen Typen mehrfach beobachtet; in solchen Gesteinen finden sich kleine, schlierenartige Partien mit pilotaxitischer Ausbildung. Perlitstruktur zeigt sich in einem zwischen dem von der Decken- und dem Kerstengletscher gesammelten, glasigen Rhombenporphyr. Das Glas selbst ist in diesem Gestein sehr reich an winzigen Mikrolithen, die sich an manchen Stellen alle radialstrahlig um kleine Magnetitkörnchen anlagern; der Höhe der Lichtbrechung nach dürften es Pyroxenmikrolithe sein. Die Grundmasse einiger Leucitrhombenporphyre besteht aus einem globulistisch gekörnelten braunen Glas, welches bisweilen auch schlierig erscheint. Der Beschreibung nach erinnert die Ausbildungsweise dieser Grundmasse an diejenige der von O. Mügge* beschriebenen Akmittrachyte des Massailandes, die ja demselben größeren Eruptionsherde entstammen dürften, wie die Gesteine des Kilimandscharo.

Die Rhombenporphyre des Kibo lassen sich, je nachdem der Nephelin oder der Leucit an Menge überwiegt, unterscheiden in Nephelin- und Leucitrhombenporphyre. Sie stimmen im wesentlichen, abgesehen von der Leucitführung, sowohl in ihrer mineralogischen Zusammensetzung als in ihrem chemischen Bestande fast vollkommen mit den Kenyten des Kenya überein. Prior (l. c.) erwähnt auch den Nephelin nicht als Gemengteil der Kenyte; nach den von ihm mitgeteilten Analysen möchte man aber glauben, daß er doch, wenn auch in der Grundmasse versteckt, vorhanden sein könnte. Die Kibogesteine stehen auch den Rhombenporphyren von Vettakolln und Vasvik sehr nahe. Einige Analysen der Kiborhombenporphyre, welche im Laboratorium der königlichen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie von den Herren Dr. Klüss und Dr. Eyme ausgeführt wurden, sind in den beigegebenen Tabellen mit den Analysen zweier Kenyte und des Nephelin-

* O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massailandes Hamburg 1885. N. J. Bb. IV, 1886.

rhombenporphyrs von Vasvik*, sowie von zwei Trachydoleritgläsern vom Kilimandscharo zusammengestellt.

I. Leucitrhombenporphyr Nordostkibo 5000 m (Dr. Klüss)
II. Glasiger Rhombenporphyr Westkibo 4500 m (Dr. Eyme)
III. Leucitrhombenporphyr Ostkibo 5600 m (Dr. Klüss)
IV. Nephelinrhombenporphyr Nordostkibo ca. 3500 m Salpeterhöhle (Dr. Eyme)
V. Nephelinrhombenporphyr von Vasvik in Norwegen
VI. Kenyt Kenya, Telekital (Prior l. c.)
VII. Kenyt Kenya, Berg Höhnel (Prior l. c.)
VIII. Trachydoleritisches Glas Nordwestkibo 3300—3700 m, Phonolithhänge (Dr. Eyme)
IX. Glasiger Katophorittrachyt Westkibo (Dr. Eyme)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
SiO_2	53.44	55.32	54.20	53.12	56.04	53.98	53.80	54.30	54.94
TiO_2	0.69	0.59	0.79	0.08	0.65	0.57	0.31	0.80	0.67
ZrO_2**	0.27	0.33	0.47	0.06	—	—	—	0.48	0.38
Al_2O_3	20.39	19.59	19.38	21.62	21.50	19.43	18.46	19.71	19.34
Fe_2O_3	4.22	1.92	3.83	3.46	1.06	4.39	6.22	2.23	1.80
FeO	1.76	3.12	2.14	1.94	3.28	2.05	0.40	4.21	4.52
MnO	Spur	Spur	Spur	Spur	—	0.26	0.33	—	Spur
CaO	2.13	2.72	2.15	2.00	2.42	2.04	2.53	2.08	2.05
MgO	1.12	1.11	1.35	1.10	1.12	1.07	1.05	1.19	1.11
K_2O	5.75	5.09	5.28	5.11	5.03	5.27	5.46	6.15	5.93
Na_2O	8.76	8.73	8.01	8.16	8.39	8.81	7.09	8.29	8.39
H_2O	0.97	1.05	1.04	2.56	0.67	unt. 110° 0.85 über 110° 3.54	0.13 1.66	0.32	0.32
SO_3	0.22	0.26	0.31	0.28	—	—	—	(S) 0.10	0.27
P_2O_5	0.49	0.42	0.58	0.46	—	0.30	0.53	0.15	0.18
	100.21	100.25	99.53	99.95	100.16	99.96	100.57	100.01	99.90
Sp. Gew.	2.590	2.640	2.607	2.540	—	—	—	2.551	2.584

* W. C. Brögger, Die Eruptivgesteine des Christianiagebietes, Bd. III. Das Ganggefolge des Laurdalits, 1898, p. 150.

** Die Zirkonerde wurde geschätzt nach der Färbung mit Wasserstoffsuperoxyd.

Die Analysen ergeben in Molekularprozentzahlen umgerechnet:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
SiO_2	63.61	64.40	63.78	63.72	64.02	63.99	63.82	63.38	63.90
Al_2O_3	14.01	13.19	13.10	14.88	14.32_5	13.41	12.77	13.31	13.00
Fe_2O_3	1.85	0.82_5	—	—	—	1.94	—	0.96	0.77
FeO	1.71	2.97	5.36_5	4.92	3.99	2.00	5.88	4.03	4.31
MnO	—	—	—	—	—	0.26	0.32	—	—
CaO	2.66_5	3.33_5	2.65	2.50	2.93_5	2.56	3.19	2.55_5	2.51
MgO	1.96_5	1.90	2.32_5	1.93	1.90	1.88	1.85	2.04_5	1.90
K_2O	4.29	3.71_5	3.87	3.82	3.64	3.95	4.10	4.51	4.33
Na_2O	9.90	9.66_5	8.91	9.23	9.19	10.01	8.07	9.21	9.28
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Daraus ergeben sich nach der von A. Osann* angegebenen Methode folgende Werte:

	s	A	C	F	a	c	f	n
I	63.61 :	14.19 :	0 :	8.01 :	12.5 :	0 :	7.5 :	6
II	64.33 :	13.79_5 :	0 :	8.88 :	12 :	0 :	8 :	6.5
III	63.78 :	12.78 :	0.32 :	10.02 :	11 :	0.5 :	8.5 :	7
IV	62.72 :	13.05 :	1.83 :	7.52 :	11.5 :	1.5 :	7 :	7
V	64.02 :	12.83 :	1.49_5 :	7.33 :	11.5 :	1.5 :	7 :	7.1
VI	63.99 :	13.96 :	0 :	8.09 :	12.5 :	0 :	7.5 :	7.3
VII	63.82 :	12.17 :	0.6 :	10.64 :	10.5 :	0.5 :	9 :	6.6
VIII	63.38 :	13.62_5 :	0 :	9.39 :	11.5 :	0 :	8.5 :	5.7
IX	63.90 :	13.61 :	0 :	8.88 :	12. :	0 :	8 :	5.9

Die Berechnung der Kieselsäurequotienten ergibt folgende Zahlen:

	I	II	III
1.	63.78	92.64	0.67
2.	64.33	90.77	0.70
3.	63.78	87.34	0.73
4.	62.72	89.30	0.70

* A. Osann. Versuch einer chemischen Classifikation der Eruptivgesteine. Tschermack's Min. Petr. Mitt. XIX. 1900, p. 351.

	I	II	III
5.	64.02	87.30	0.73
6.	63.99	91.85	0.70
7.	63.82	84.84	0.75
8.	63.38	91.14	0.69
9.	63.90	90.54	0.70

Aus diesen Analysen ergibt sich durch die Berechnung, daß die Gesteine I, II, VI, VIII und IX in ihrem chemischen Bestande sich vollkommen entsprechen, ebenso III und VII, sowie IV und V.

Die erste Gruppe kann zu einem neuen Typus zusammengefaßt werden als Typus Kibo (Kenya) mit der Formel:

s 64 a 12 c 0 f 8

Die Gesteine III und VII mit der Formel

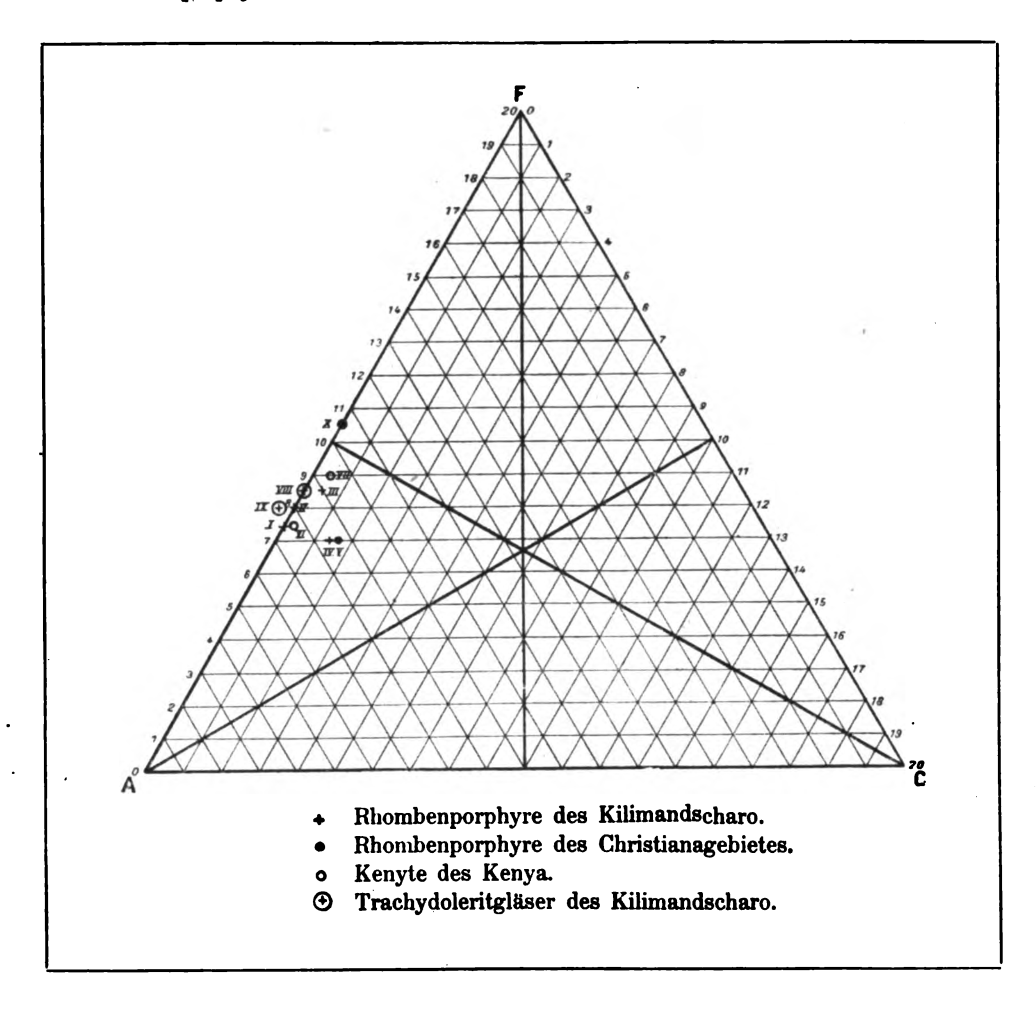
s 63 a 11 c 0.5 f 9

stehen zwischen dem Typus Kibo (Kenya) und dem Trachydolerittypus Madonna di Laura; sie könnten noch dem ersteren angegliedert werden. Der Typus Madonna di Laura, zu dem Osann den Rhombenporphyr von Vettakolln stellt, ist durch einen höheren Wert von f charakterisiert. Für die Rhombenporphyre IV und V läßt sich ein besonderer Typus aufstellen, den ich als Typus Vasvik bezeichne und dem die Formel

s 63 a 11.5 c 1.5 f 7

zukommt.

G. T. Prior (l. c.) ist geneigt, die Kenyte und die entsprechenden Kibogesteine als basische Endglieder der Phonolithe zu betrachten. Nach meiner Auffassung sind es extreme Typen der Trachydoleritfamilie, welche einerseits zu den Phonolithen, andererseits zu den Alkalitrachyten und Pantelleriten hinüberleiten. Wie die Dreiecksprojektion zeigt, stehen die Projektionspunkte für diese Gesteine derart, daß sie sowohl den Phonolithen, als den Trachydoleriten angegliedert werden könnten. Die Kibogesteine zeigen aber nicht das charakteristische Aussehen der Phonolithe. Als typische Rhombenpor-



phyre mögen sie mit diesen in die Familie der Trachydolerite gestellt werden, obgleich der Kieselsäurequotient dieser Gesteine noch in die Grenzen der Phonolithe fällt.

Der Typus Vasvik vermittelt wieder zwischen dem Typus Kibo und dem von Osann aufgestellten Typus Linsberg (s 66 a 11 c 2.5 f 6.5). Wie letzterer zeigt er nahe Beziehungen zu dem Phonolithtypus Forodada und dem Trachyttypus Mte Vetta. Aus den Kieselsäurequotienten folgt, daß der Gehalt an Feldspatvertretern in diesen Gesteinen ein verhältnismäßig hoher

sein muß. Die Werte für c sind sehr niedrig und sinken bei dem Typus Kibo bis 0, dagegen ist der Alkaligehalt, wie in dem Rhombenporphyr von Vettakolln, in den meisten Vertretern des Typus Kibo so hoch, daß die Tonerde zur Sättigung der Alkalien nicht ausreicht. Dementsprechend sind diese Gesteine auch verhältnismäßig reich an Aegyrin und Aegyrinaugit. Dem Alkaliverhältnis nach gehören sowohl die Gesteine des Typus Kibo, als diejenigen des Typus Vasvik der β-Reihe an.

Die als junge Äquivalente der alten Rhombenporphyre aufgefassten Gesteine des Kibo zeigen sowohl in ihrer strukturellen Ausbildungsweise und mineralogischen Zusammensetzung, als auch in ihrem chemischen Bestande so auffallende Übereinstimmung mit jenen, daß ihre Zusammenfassung unter einem Namen durchaus gerechtfertigt erscheint.

Wie die Rhombenporphyre von Norwegen, so sind auch die entsprechenden Gesteine des Kibo und des Kenya in die Familie der Trachydolerite zu stellen. Die Vertreter des Typus Kibo (Kenya) vermitteln direkt zwischen den Phonolithen und den übrigen Trachydoleriten. Die Rhombenporphyre des Kibo zeigen in ihrer mineralogischen Zusammensetzung nahe Beziehungen zu den trachytischen und trachydoleritischen Gesteinen der Azoren und, wie Prior hervorhebt, auch der kanarischen Inseln. Die Führung von Cossyrit neben Diopsid, Ägyrin und Ägyrinaugit, die auch manchen Trachyten von S. Miguel eigen ist, haben die Kibogesteine mit den Pantelleriten gemeinsam. Wie diese und die Gesteine der Azoren haben auch sie die Neigung zu glasiger Ausbildung ihrer Grundmassen.

Neben den Rhombenporphyren des Kilimandscharo treten auch andere Trachydolerite auf, welche mit jenen chemisch übereinstimmen und auch dieselben Gemengteile besitzen, aber der großen Rhombenfeldspate, die für die Rhombenporphyre charakteristisch sind, ermangeln.

Brögger (l. c.) stellt den Nephelinrhombenporphyr von Vasvik zu dem Ganggefolge des Laurdalits und weist darauf hin, daß derselbe in seinem chemischen Bestande mit dem Laurdalit von Pollen nahezu übereinstimmt. Demnach sind die Rhombenporphyre des Kilimandscharo, sowie die Kenyte des Kenya als Ergußformen von laurdalitischen Magmen aufzufassen. Die Laurdalite werden wohl zu den Elaeolithsyeniten gestellt, also zu den Tiefengesteinen, welche den Phonolithen entsprechen; dieselben nehmen aber in dieser Gesteinsfamilie ebenfalls eine extreme Stellung ein, indem sie zwischen den eigentlichen Elaeolithsyeniten einerseits und den Laurvikiten, sowie den Essexiten andererseits vermitteln.

Über die mit den Rhombenporphyren des Kilimandscharo vergesellschafteten, meist basischeren Gesteine, welche ebenfalls der foyaitisch-theralitischen Gesteinsreihe angehören, wird in einer besonderen Arbeit berichtet werden.

Tafel-Erklärung.

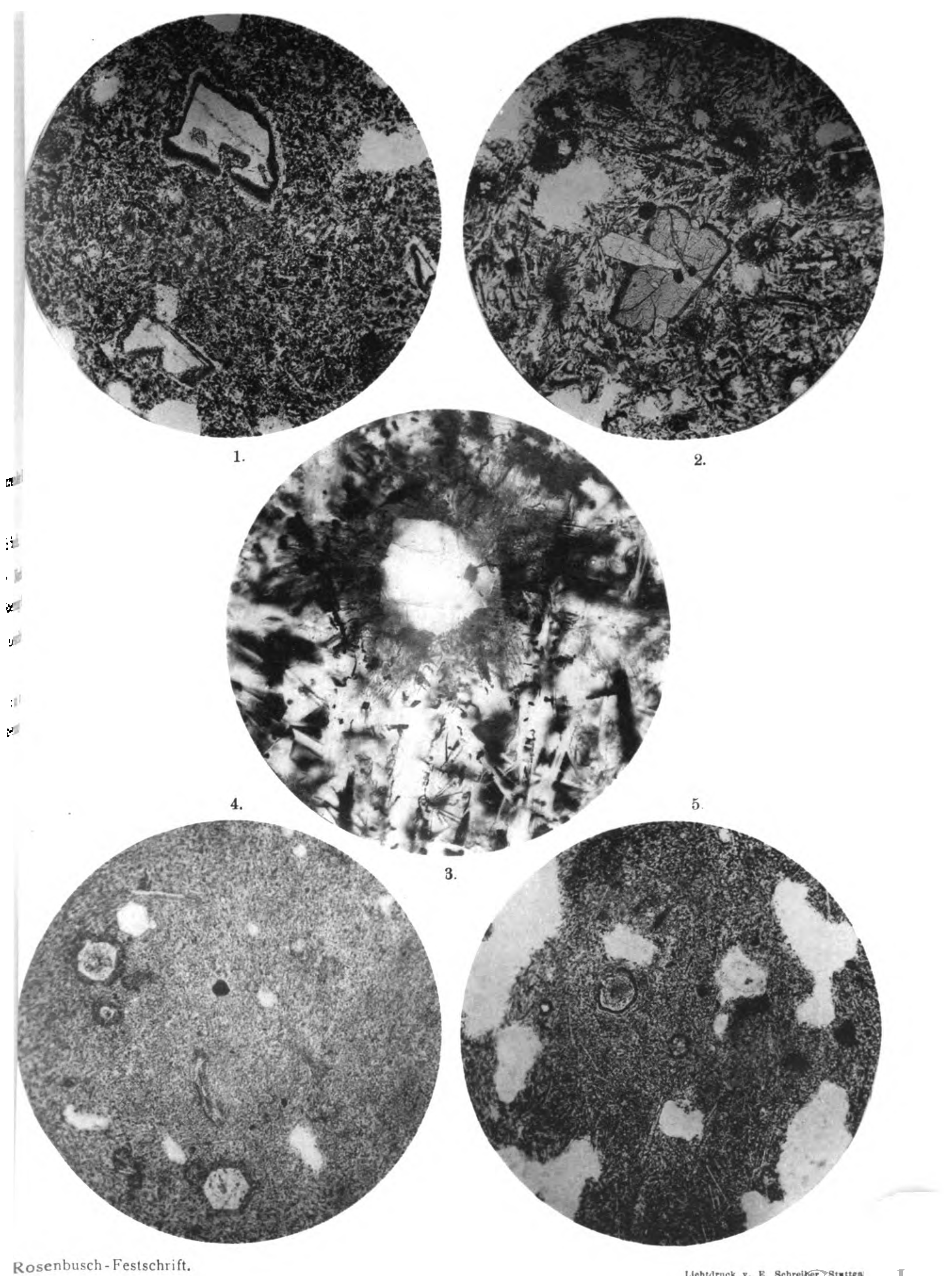
Figur 1. Zonare Anordnung der Einschlüsse im Anorthoklas. Leucitführender Rhombenporphyr, West-Kibo 4200 m. Vergrößerung 62 fach.

Figur 2. Leucitrhombenporphyr, Nordost-Kibo 5000 m. Vergrößerung 62 fach.

Figur 3. Leucit mit Pyroxenmikrolithenkranz im Leucitrhombenporphyr. Nordost-Kibo 5000 m (Apochrom. 4 mm Seibert, Compens. Ocul. 4). Vergrößerung 250 fach.

Figur 4. Leucit mit dunklem Hof von staubförmigen Mikrolithen im Leucitrhombenporphyr. Ost-Kibo 5600 m. Vergrößerung 62 fach.

Figur 5. Leucit mit dunkler Randzone durch peripherische Einlagerung von winzigen Erzmikrolithen, Leucitrhombenporphyr. Nord-Kibo 5700 m. Vergrößerung 62 fach.



1. 2. 4. 5. 3.

Lichtdruck v. E. Schreiber, Stuttga

Über einen Magnesiumdiopsid führenden Diabas von Källsholm, Skärgård von Föglö, Ålandsinseln.

Von WALTER WAHL, Helsingfors.

Vor mehreren Jahren hat Dr. B. FROSTERUS ein Diabasvorkommen aus dem Skärgård von Föglö beschrieben, das dadurch von großem Interesse ist, daß hier mehrere verschiedene Diabastypen neben einander auftreten*. Der Diabas kommt auf mehreren kleinen Inseln vor, die alle in derselben SW.-NO. Linie liegen, und von denen die äußersten etwa 15 Km. von einander entfernt sind. Wahrscheinlich sind alle diese Vorkommnisse Teile eines und desselben Ganges. Der größte Teil des Diabases ist mittelkörnig, aber auf den nördlichsten Inseln (Källsholm und Kråkskär) kommen sowohl feinkörnige, mittelkörnige und grobkörnige Modifikationen vor, die »teils in einander übergehen, teils ziemlich scharf begrenzt sind.« Dieses gilt besonders von der feinkörnigen Strukturform, die oft als gerundete bruchstückähnliche Partien in der mittelkörnigen Varietät eingebettet liegt. Diese feinkörnigen Partien bestehen aus Olivindiabas. An manchen Stellen geht das Hauptgestein in ziemlich reinen Plagioklasfels über, der als graue Partien von dem sonst dunklen Gestein sich abhebt. Fast überall ist die Struktur ophitisch, auf Källsholm kommen aber Gesteinsvarietäten vor »die an einigen Stellen

---

* B. FROSTERUS: Geolog. Fören. Förhandl. Bd. XV. 1893 p. 275—290, und Finlands Geologiska Undersökning: Beskrifn. t. Kartbl. No. 25 „Föglö“ pag. 21—24.



in struktureller Hinsicht mehr einem Granit oder Diorit als einem Diabas gleichen.« In mineralogischer Hinsicht unterscheidet sich diese Varietät von den übrigen dadurch, daß sie ziemlich mikropegmatitreich ist, und der monokline Pyroxen in langen säulenförmigen Individuen ausgebildet ist, die bei beginnender Umwandlung sehr schön die bei den monoklinen Pyroxenen der quarzreichen Diabase häufig vorkommende feine Streifung nach der Basis zeigen. »Diese quarzreiche Form geht jedoch ganz allmählich und ohne scharfe Grenze in den typischen Diabas über.«

Außer den oben erwähnten Diabasvarietäten liegt von Källsholm ein Handstück eines feinkörnigen Diabases vor, von dessen Beziehungen zu den übrigen Gesteinen nichts bestimmtes bekannt ist. Wahrscheinlich entstammt es dem der Kontaktgrenze des Gesteins naheliegenden feinkörnigeren Teil.

Dieses Gestein ist nun dadurch von Interesse, daß das Pyroxenmineral desselben ausschließlich aus dem zuerst von TÖRNEBOHM unter dem Namen »Salit« aus den Diabasen vom Halle- und Hunneberg in Schweden, dem sogen. »Salitdiabas« oder »Hunnediabas«, beschriebenen hellen monoklinen Augit besteht. E. O. HOVEY* hat später gezeigt, daß dieser helle Pyroxen der »Hunnediabase« dem optischen Verhalten nach von dem Salit von Sala in Schweden, das ein Zwischenglied der Diopsid-Hedenbergitreihe ist, verschieden ist. Nach HOVEY's Messungen an verschiedenen »Hunnediabasen« beträgt der scheinbare optische Axenwinkel dieses Minerals nur ca. 32°—36°, dagegen beim Salit von Sala ca. 112°, wie gewöhnlich bei den an Sesquioxyden armen monoklinen Pyroxenen.

In der vierten Auflage der »Mikroskopischen Physiographie« hat Herr Geheimerat ROSENBUSCH dieses Mineral unter den »diopsidischen Pyroxenen« angeführt und es Magnesiumdiopsid benannt.

Bei den bisher beschriebenen »Salitdiabasen« tritt der Magnesiumdiopsid zusammen mit einem anderen dunkleren, meistens schwach bräunlichen

* E. O. HOVEY: T. M. P. M. XIII. 1893 p. 213.

monoklinen Pyroxen auf, und öfters in untergeordneter Quantität, so daß die Isolierung desselben in den meisten Fällen nicht möglich sein würde. Indessen ist ein Gemenge der beiden Pyroxene von Merian aus dem Diabas des Halleberges separiert und analysiert worden,* und ein aus einem Diabas von Richmond (Kap-Kolonie, Süd-Afrika), isolierter Pyroxen, dessen Analyse von Cohen veröffentlicht worden ist,** ist nach der Beschreibung zu urteilen, mit dem Magnesiumdiopsid der »Hunnediabase« identisch. Sowohl der Pyroxen von Richmond, wie derjenige von Halleberg zeichnen sich durch einen besonders niedrigen Gehalt an Kalk gegenüber anderen monoklinen Pyroxenen aus. Es ist demnach annehmbar, daß der helle, optisch durch einen kleinen Axenwinkel gekennzeichnete Magnesiumdiopsid der Hunnediabase chemisch durch niedrigen Kalkgehalt charakterisiert ist.

Dieses wird nun durch die Untersuchung des Pyroxens aus dem Diabas von Föglö bestätigt.*** Auch zeigt diese Untersuchung, daß das von Merian analysierte Gemenge von den Pyroxenen des Halleberg-Diabases wesentlich aus Magnesiumdiopsid bestanden haben muß, und daß der Pyroxen des Diabases von Richmond (Südafrika) unzweifelhaft der Gruppe der Magnesiumdiopside angehört.

Der Magnesiumdiopsiddiabas von Föglö ist ein auf frischen Bruchflächen ziemlich helles graublaues Gestein, das auf älteren Bruchflächen einen bedeutend dunkleren, ins grünschwarze übergehenden Farbenton annimmt. Es ist ein ziemlich feinkörniges Gestein von großer Festigkeit. Makroskopisch unterscheidet man einen weißgrauen, leistenförmigen Feld-

* A. Merian: N. J. Beil. B. III. 1885, pag. 252.

** E. Cohen: N. J. Beil. B. V. 1887, pag. 194.

*** Dr. B. Frosterus hatte die Freundlichkeit, mir das Material für die Untersuchung zu überlassen.

spatgemengteil, und zwischen diesem die dunklen Gemengteile, die voneinander nicht gut zu unterscheiden sind.

Mikroskopisch erweisen sich Plagioklas und Magnesiumdiopsid als Hauptgemengteile des Gesteins. Magnetit und ein wenig dunkler Glimmer, Hornblende, sowie Quarz in mikropegmatitischer Verwachsung mit Feldspat sind die Übergemengteile. Als Umwandlungsprodukte treten hier und da chloritische Substanzen auf, und auch die Hornblende ist wahrscheinlich zum großen Teil sekundären Ursprungs. Im ganzen erweist sich das Gestein jedoch auch unter dem Mikroskop als ein recht frisches.

Die Struktur ist eine typisch ophitische: der Plagioklas tritt in geradlinig begrenzten langen Säulen auf, und zwischen diesen liegen die dunklen Gemengteile in eckig begrenzten Feldern. Als letztes Kristallisationsprodukt tritt ein kleinkörniges granophyrisch struirtes Quarz-Feldspatgemenge auf, jedoch in ziemlich geringer Menge.

Der Plagioklas ist in 1 mm langen und $^1/_{20}$—$^1/_{10}$ mm dicken, nach der a-Achse gestreckten Säulen ausgebildet. Laut mehreren Bestimmungen der konjugierten Auslöschungsschiefen an Albit-Karlsbader Doppelzwillingen ist er ein Labrador $Ab_1 An_1$. Zonarstruktur ist in diesen leistenförmigen Plagioklasen nicht deutlich entwickelt. In den Fällen, wo ich eine größere Auslöschungsschiefe in dem zentralen Teile beobachtete, war dieselbe nur unbedeutend größer wie in den randlichen Teilen. Dagegen kommen, jedoch recht vereinzelt, etwas größere, über 1 mm dicke, wie es scheint isometrisch ausgebildete Feldspate vor, die älter als die Hauptmasse der Feldspate und wohl intratellurisch gebildet sind. Diese bestehen aus Bytownit, etwa $Ab_1 An_4$, sind also bedeutend basischer wie der Hauptteil der Feldspate.

Der monokline Pyroxen. In Dünnschliffen von gewöhnlicher Dicke ist der Pyroxen vollkommen farblos. In etwas dickeren Schliffen tritt jedoch ein deutlicher Pleochroismus auf. Dieser war mir erst entgangen, aber bei der Separation des Materials zur chemischen Analyse beobachtete ich, daß die Mineralkörner unter dem Mikroskop einen dem Hypersthen

sehr ähnlichen Pleochroismus besassen. Die Farbe des Pyroxens in auffallendem Licht ist eine hellgrünlichbraune. Vor dem Lötrohr schmilzt der Pyroxen zu einer schwarzen magnetischen Kugel.

Da der Pyroxen später wie der Feldspat sich verfestigt hat und die Struktur des Gesteins eine ophitische ist, entbehrt derselbe im Gegensatz zu den langprismatischen Magnesiumdiopsiden der Hunnediabase vollkommen einer eigenen Kristallbegrenzung. Die einheitlich orientierten Pyroxenfelder sind bis $3^1/_2$ mm groß, aber von den Feldspatleisten ganz und gar in kleine eckige Partien zerschnitten. Die Spaltbarkeit nach dem Prisma tritt besonders in Querschnitten deutlich hervor. In Längsschnitten sind die Spaltrisse ziemlich weit voneinander entfernt, und die Schnitte zeigen etwa ebensoviele unregelmäßig verlaufende Sprünge wie Spaltlinien. Die in den Pyroxenen der Quarzdiabase (»Kongadiabase«) fast immer vorhandene, auf Spaltbarkeit oder polysynthetische Zwillingsbildung nach der Basis beruhende feine Streifung habe ich in diesem Falle nicht beobachtet.

Die Lichtbrechung ist eine ziemlich hohe. An den durch schwere Flüssigkeiten separierten Mineralsplittern ermittelte ich nach der Methode Schroeder van der Kolk für die Brechungsexponenten α und β die Werte 1.690 bis 1.691.

Die Doppelbrechung ist eine recht beträchtliche, doch ist sie nicht so hoch wie bei den basaltischen Augiten. In vielen Schnitten senkrecht oder nahe senkrecht zur Symmetrieebene ist sie eine sehr niedrige, und zuweilen sehen die Schnitte fast isotrop aus. In den Letzteren sieht man dann im konvergenten Licht das Axenbild eines einaxigen Minerals; es öffnen sich dann die Hyperbeln nicht so weit, daß der Axenwinkel in einem dünnen Schliff gemessen werden könnte. Die Doppelbrechung wurde mit dem Babinet'schen Kompensator bestimmt, wobei die Dicke des Mineralschnittes nach derselben Methode aus der Höhe der Interferenzfarben der naheliegenden Quarzkörner, die die höchsten Farben zeigten, bestimmt wurde.

$$\gamma - \alpha = 0.021\,(5). \quad \beta - \alpha = 0.001\,(5).$$

Es wären also die Hauptbrechungsexponenten des Minerals annähernd: $\alpha = 1.690$; $\beta = 1.691$; $\gamma = 1.711$.

Um den optischen Axenwinkel sicherer bestimmen zu können, verfertigte ich $^{5}/_{100}$—$^{6}/_{100}$ mm dicke Schliffe, deren Flächen schwach poliert wurden. In mehreren Fällen zeigte es sich, daß der Axenwinkel in den äußeren Teilen des Mineraldurchschnittes größer war wie in den inneren. Der Winkel 2E wurde mit Okularschraubenmikrometer gemessen und zur Kontrolle außerdem an einigen Schnitten mit der »Klein'schen Lupe« und mit Camera lucida und drehbarem Zeichentische. Unter a ist der innere Teil des Minerals, unter b der äußere Teil verstanden.

		Ia	Ib	IIa	IIb	III*
Mit Okular-schraubenmikrometer	2E =	26° 48′	34° 9′	27°	34° 58′	27°56′
Mit der Klein'schen Lupe	„ =	29 ½°	36°		36°	
„ drehbar. Zeichentisch	„ =	31°	36½°			

Hiernach beträgt der Winkel 2E des Magnesiumdiopsids dieses Gesteins im Durchschnitt ca. 30°. Aus den Grenzwerten Ia und IIb und dem zu 1.691 ermittelten mittleren Brechungsexponent des Minerals erhält man für den wirklichen Axenwinkel 2V die Werte:

	Ia	IIb
2V	15° 45′	20° 28′

Optischer Charakter positiv.

Dispersion der Bisektricen im Dünnschliff nicht bemerkbar.

---

* Die mit der Klein'schen Lupe und am Zeichenblatt ermittelten Werte sind durchweg höher als die mit dem Okularschraubenmikrometer erhaltenen, was offenbar damit zusammenhängt, daß in diesen beiden Fällen der Abstand zwischen den dunkelsten zentralen Teilen der Axenbalken gemessen wurde, wogegen bei der Messung mit Schraubenmikrometer der innere Saum der Hyperbel eingestellt werden konnte. Auch konnten nicht genau dieselben Stellen des Mineralschnittes bei den verschiedenen Messungen benutzt werden.

Am Axenbild kann man zuweilen deutlich beobachten, daß die Dispersion eine geneigte ist; sie ist jedoch recht schwach.

Auslöschungsschiefe c : c = $44^1/_2{}^0$*

Pleochroismus: a schwach gelblichgrün < b bräunlichrosa > c grünlichweiß.

Bei der Verwitterung geht der Pyroxen zuerst randlich in chloritische Produkte über, und diese dringen dann auf den Sprüngen und Spalten des Minerals ein. Die Erscheinung ist eine ganz ähnliche, wie sie gewöhnlich bei den prismatischen Magnesiumdiopsiden der Hunnediabase beschrieben wird. Die feine Streifung nach der Basis, wie sie bei dem grobkörnigen Quarzdiabase von Föglö bei der Verwitterung auftritt, ist bei diesem Magnesiumdiopsid nicht deutlich entwickelt. Die kleinen Hornblendefetzen, die man hier und da im Dünnschliffe erblickt, sind wahrscheinlich auch aus dem Pyroxen hervorgegangen.

Die Separation von reinem Pyroxen in genügender Menge bot ziemlich große Schwierigkeit, denn erstens ist das Gestein recht feinkörnig und ophitisch struiert, zweitens haben die meisten Körner eine beginnende Umwandlung in chloritische Produkte erlitten und sind von Spalten und Sprüngen durchzogen, an denen sich diese angehäuft haben. Um nun ein möglichst reines Produkt zu erhalten, wurde in der folgenden Weise verfahren: das ziemlich fein zerstoßene und durch Schlämmen mit Wasser von dem feinsten Mineralstaub befreite Gesteinsmaterial wurde mittels THOULET'scher Lösung vom spezifischen Gewicht ca. 3.0 in zwei Portionen getrennt. Aus dem schwereren Anteil wurde dann der größte Teil des Magnetits vermittelst eines kleinen Magnets entfernt. Das so erhaltene Mineralpulver wurde dann als eigentliches Ausgangsmaterial für die Separierung des Pyroxens

* Daß c im stumpfen Winkel β liegt, geht daraus hervor, daß in den Hunnediabasen der Magnesiumdiopsid von dem dunkleren Pyroxen oft umwachsen ist. Es finden sich Durchschnitte (nach 010), in welchen die Zwillingsgrenze unverändert durch beide Pyroxene geht, und solche Schnitte zeigen eine gleiche Orientierung der Hauptschwingungsrichtungen in beiden Individuen.



benutzt. Zuerst auf einer Stahlplatte mit dem Hammer zerkleinert, um inhomogene Körner und teilweise verwitterte Körner möglichst zu zerspalten, und die feinsten Partikel wieder weggeschlämmt. Erst hierbei wurde das Mineralpulver auf so geringe Dimensionen gebracht, wie es das Arbeiten mit den schweren Flüssigkeiten nur gestattet. Dann wurde das Pulver mit reinem Metylenjodid vom spezifischen Gewicht ca. 3.32 separiert. Hierbei sank nur etwa die Hälfte und es zeigte sich, daß der schwerere Anteil ganz hell grünbraun gefärbt war, der leichtere dunkel grünschwarz. Unter dem Mikroskop erwies es sich, daß der leichtere Anteil hauptsächlich aus verwittertem Pyroxen sowie Hornblende und ein wenig Feldspat bestand, der schwerere hellere dagegen aus recht reinem Pyroxen. Demselben waren nur einzelne Glimmerblätter und Magnetitkörner beigemengt, und da die letzten Anteile des Titanomagnetits sich, wie ich beobachtete, nicht gut mit dem Magneten entfernen ließen, wurde diese ganze schwerere Portion mit unverdünntem Bariumquecksilberjodid behandelt. In dieser zirka 3.5 schweren Flüssigkeit schwamm der größte Teil des Mineralpulvers, nur ein ganz geringer aus Magnetit und Verwachsungen von Magnetit und Pyroxen bestehender Anteil sank. In der angegebenen Weise erhielt ich nach wiederholter Separation im ganzen etwas über 3 gr. Unter dem Mikroskop erwies sich das Material als nicht ganz tadellos; viele der Körner enthielten auf Spalten chloritische Produkte, auch waren vereinzelte Glimmerblättchen vorhanden. Es erklärt sich hieraus der relativ hohe Wassergehalt der Analyse und daß der K_2O-Gehalt ein wenig höher wie der Na_2O-Gehalt gefunden wurde. Das Mineralpulver muß jedoch als im Ganzen recht rein angesehen werden. Das spezifische Gewicht desselben betrug im Pyknometer bei 18° C. gemessen 3.42.

	I	Ia	Ib	Ic
SiO_2	51.30	51.30	49.80	49.40
TiO_2	0.72	0.72	0.53	0.52
	52.02%		50.33%	49.92%

	I	Ia	Ib	Ic
	52.02		50.33	49.92
Al_2O_3	2.36	2.36	1.34	1.33
Fe_2O_3	2.22	—	0.81	—
FeO	18.83	20.83	15.23	16.71
NiO	0.05	0.05	0.04	0.04
MnO	0.57	0.57	0.47	0.47
MgO	16.56	16.56	24.11	23.92
CaO	6.96	6.96	7.24	7.18
Na_2O	0.21	0.21	0.20	0.20
K_2O	0.37	0.37	0.23	0.23
H_2O	1.00	1.00	—	—
	101.15%		100%	100%

Spez. Gewicht 3.42.

I. Analyse des Pyroxens,*

Ia. die gesamte Fe-Menge als FeO berechnet,

Ib. An. I auf Molekularprozente unter Abzug von H_2O berechnet,

Ic. Ia ebenso berechnet.

Wie aus dieser Untersuchung hervorgeht, steht dieser Magnesiumdiopsid der chemischen Zusammensetzung nach den Hypersthenen viel näher wie den gesteinsbildenden monoklinen Pyroxenen. Der Kalkgehalt ist für einen alkalifreien monoklinen Pyroxen extrem niedrig und der Eisenoxydul- und Magnesiagehalt ungewöhnlich hoch. Die Lichtbrechung, Stärke der Doppelbrechung γ—α und Auslöschungsschiefe sind die eines hedenbergitreichen Gliedes der Diopsid-Hedenbergitreihe. Der Winkel der optischen

* Die Analysen wurden ganz und gar nach den von Hillebrand im U. S. G. S. Bull. Nr. 176 angegebenen Methoden ausgeführt. Die H_2O-Bestimmung bezieht sich auf die gesamte H_2O-Menge des lufttrockenen Pulvers nach der Methode von Penfield. Zur Bestimmung des unter 110° entweichenden H_2O reichte die Substanzmenge nicht aus. — Der Eisenoxydulgehalt wurde wegen der hohen Bedeutung, den derselbe bei diesem Pyroxen besitzt, doppelt bestimmt, und der gesamte Eisengehalt in derselben Portion titriert.

FeO = 18.81%, 18.85%. Fe_2O_3 = 23.17%, 23.24%, 22.92%.

Axen und der Unterschied zwischen den Brechungsexponenten β und α ein bedeutend kleinerer wie bei den übrigen Gliedern der Pyroxenfamilie.

Mit den Analysen der Pyroxene aus Halleberg und Richmond zeigt die An. I große Ähnlichkeit. Alle drei zeigen einen niedrigen Kalkgehalt, bei Föglö und Halleberg ist das Verhältnis zwischen FeO und MgO nahe dasselbe, Richmond ist dagegen bedeutend MgO-reicher und entsprechend FeO-ärmer.

	I	II	III	Ib	IIb	IIIb
SiO_2	51.30	50.25	53.36	49.80	49.24	49.22
TiO_2	0.72	0.45	0.71	0.53	0.33	0.49
Al_2O_3	2.36	1.25	2.24	1.34	0.72	1.22
Fe_2O_3	2.22	5.86	1.51	0.81	2.16	0.52
FeO	18.83	17.40	12.63	15.23	14.20	9.72
NiO	0.05	—	—	0.04	—	—
MnO	0.57	—	—	0.47	—	—
MgO	16.56	15.72	22.22	24.11	23.11	30.76
CaO	6.96	8.78	8.17	7.24	9.17	8.07
Na_2O	0.21	0.82	—	0.20	0.78	—
K_2O	0.37	0.47	—	0.23	0.29	—
H_2O	1.00	—	—	—	—	—
	101.15	100.95	100.84		100%	

II Analyse der Pyroxene aus dem Hunnediabas von Halleberg (Merian),
III Analyse des Pyroxens aus dem Diabas von Richmond, Kapkolonie (Cohen),
IIb und IIIa. Die Analysen auf Molekularprozente berechnet.

Die übrigen Minerale des Diabases bieten weniger Interesse. Der Magnetit ist nicht besonders reichlich vorhanden. Er bildet unregelmäßige Körner und ist oft mit dem Glimmer verwachsen. Nach der Bauschanalyse des Gesteins zu urteilen, ist er ein ziemlich stark titanhaltiger Titanomagnetit. Er wird von verdünnter warmer Salzsäure ziemlich schwer angegriffen, und es lassen sich auf diesem Wege Titaneisenglimmerlamellen nicht nachweisen. Dagegen wurde der dunkle Glimmer von der Säure vollständig zersetzt. Er kommt in einzelnen kleinen Blättchen vor, ist dunkelbraun bis strohgelb und

optisch fast einachsig. Die Hornblende ist blaß bläulichgrün bis heller grüngelb und nicht besonders stark pleochroitisch. Sie scheint ein Umwandlungsprodukt des Pyroxens zu sein. Möglicherweise ist jedoch ein geringer Teil, der eine braungrüne Farbe und stärkeren Pleochroismus besitzt, ein primärer Gemengteil.

Als letztes Kristallisationsprodukt tritt Quarz und Feldspat auf. Der Gehalt an Mikropegmatit ist jedoch im Vergleich mit den eigentlichen Kongadiabasen hier ein recht geringer. Der Feldspatbestandteil des Mikropegmatits bildet oft eine lokale randliche Verwachsung der Plagioklase, unterscheidet sich von diesen aber durch eine bedeutend niedrigere Lichtbrechung. Da die Lichtbrechung desselben in allen Lagen des Präparates gegen den Polarisator eine niedrigere als die des Quarzes ist, muß er ein saurer Plagioklas oder ein Kalifeldspat sein. Der Quarz enthält zahlreiche kleine Flüssigkeitsinterpositionen. — Chemische Zusammensetzung des Gesteins:

	IV	V	VI	IVa	IVb	IVc
SiO_2	52.03	51.23	53.09	52.03	57.47	56.63
TiO_2	1.59	1.21	—	1.59	1.32	1.30
Al_2O_3	15.28	12.70	10.87	15.28	9.93	9.77
Cr_2O_3	fehlt	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	3.59	4.00	8.03	—	1.48	—
FeO	8.73	10.48	3.87	11.91	8.03	10.83
NiO	0.01	—	—	0.01	0.01	0.01
MnO	0.30	—	—	0.30	0.28	0.27
MgO	5.37	6.51	8.85	5.37	8.89	8.77
CaO	7.59	8.40	9.63	7.59	8.98	8.85
BaO	0.05	—	—	0.05	0.02	0.02
Na_2O	2.46	3.04	3.23	2.46	2.63	2.60
K_2O	1.12	1.55	1.57	1.12	0.71	0.78
P_2O_5	0.19	0.19	—	0.19	0.09	0.01
CO_2	fehlt	—	—	—	—	—
FeS_2	0.14	—	—	0.14	0.08	0.08
H_2O	1.34	0.39	1·13	1.34	—	—
	99.79	99.70	100.27		100%	

	SiO_2		TiO_2		Al_2O_3		Fe_2O_3		FeO	
	Proz.	Mol.	Proz.	Mol.	Proz.	Mol.	Proz.	Mol.	Proz.	Mol.
Diabas . . .	52.03	86.7	1.59	2.0	15.28	15.0	3.54	2.3	8.73	12.5
Albit	14.04	23.4	—	—	3.98	3.9	—	—	—	—
Anorthit . . .	11.28	18.8	—	—	9.59	9.4	—	—	—	—
Orthoklas . .	3.96	6.6	—	—	1.12	1.1	—	—	—	—
Mg.-Diopsid .	16.56	27.6	—	—	0.71	0.7	0.64	0.4	6.34	8.8
$FeO \cdot Fe_2O_3$ . .	—	—	0.24	0.3	—	—	3.04	1.9	1.37	1.9
$FeO \cdot TiO_2$ . .	—	—	1.36	1.7	—	—	—	—	1.28	1.7
FeS_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Apatit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Quarz	6.06	10.1	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Summe . . .	51.90	86.7	1.60	2.0	15.40	15.1	3.70	2.3	8.94	12.4

IV Magnesiumdiopsidführender Diabas von Källsholm, Kirchspiel Föglö, Åland,
V Hunnediabas von Halleberg, Schweden (Merian),
VI Diabas von Richmond, Kapkolonie, Südafrika (Cohen),
IVa die gesamte Fe-Menge der An. IV als FeO berechnet,
IVb An. IV auf Molekularprozente unter Abzug von H_2O berechnet,
IVc IVa ebenso berechnet.

Wenn man mit Vernachlässigung der geringen Biotitmenge die quantitative mineralogische Zusammensetzung berechnet, erhält man, unter Zugrundelegung der Pyroxenanalyse für die Berechnung und Zurechnung des gesamten MgO-Gehaltes zum Pyroxen, aus der Bauschanalyse die in obiger Tabelle ersichtlichen Prozentzahlen.

Albit	20.8	53.6% Feldspate
Anorthit	26.6	
Orthoklas	6.2	

MgO		CaO		Na_2O		K_2O		P_2O_5		Summe		
Proz.	Mol.	Proz.	Mol.	Proz.	Mol.	Proz.	Mol.	Proz.	Mol.	Proz.	Mol.	Mol.-Proz.
5.37	13.4	7.59	13.6	2.46	4.0	1.12	1.2	0.19	0.1	99.79	150.7	100.0
—	—	—	—	2.42	3.9	—	—	—	—	20.44	31.2	20.7
—	—	5.27	9.4	—	—	—	—	—	—	26.14	37.6	24.9
—	—	—	—	—	—	1.04	1.1	—	—	6.12	8.8	5.8
5.36	13.4	2.24	4.0	0.06	0.1	0.09	0.1	—	—	32.34	55.4	36.8
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4.41	3.8	2.5
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.59	3.4	2.3
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.14	0.1	0.1
—	—	0.11	0.2	—	—	—	—	0.19	0.1	0.30	0.3	0.2
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6.06	10.1	6.7
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.34	—	—
5.36	13.4	7.62	13.6	2.48	4.0	1.13	1.2	0.19	0.1	99.90	150.7	100.0

	53.6	
Mg-Diopsid	32.8	32.8% Pyroxen
Magnetit	4.5	7,2% Erze
Ilmenit	2.6	
Pyrit	0.1	
Apatit	0.3	0.3% Apatit
Quarz	6.1	6.1% Quarz
	100%	

Nach der OSANN'schen chemischen Klassifikation sind:

s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
57.93	3.38	6.39	22.34	2	4	14	7.7	8.6	1.05

Der Analysenort fällt in der Dreieckprojektion vollständig mit demjenigen des Olivindiabases von Rhosson, Südwales (Nr. 250 der von OSANN berechneten Analysen)* zusammen. Die am nächsten liegenden Analysen-

* T. M. P. M. XX, p. 456.

orte von Diabasen sind diejenigen von Couldron Snout, Whinsill, Nordengland* und Kauttua, Kirchspiel Eura, Südwestfinnland**. a, c, f = 2, 3.5, 14.5 für beide. Das Vorkommen vom Whinsill gehört zu den Hunnediabasen, dasjenige von Kauttua ist ein Olivindiabas des »Äsby-Typus«. Laut den Größen a, c, f ist folglich das Verhältnis zwischen den die Alkalifeldspäte und die dunklen Gemengteile konstituierenden Molekeln in diesen Gesteinen dasselbe. Die Verhältnisse zwischen den gesamten molekularen Mengen von FeO, MgO und CaO untereinander, und auch zwischen den Mengen derselben, die im OSANN'schen Wert F stecken, sind bei den Diabasen von Föglö, Whinsill und Kauttua nahe dieselben. In einem Falle bildet sich aber das Ortosilikat Olivin, im anderen ein an Magnesium- und Eisen-Metasilikat ungewöhnlich reicher Pyroxen. Der Kieselsäurekoeffizient K des Magnesiumdiopsid führenden Diabases von Föglö ist 1.05, derjenige des Olivindiabases von Rhosson 0.79. Die Kieselsäurekoeffizienten für den Hunnediabas von Whinsill und den Olivindiabas von Kauttua sind 1.05 und 0.79. Der Unterschied in der Acidität der Gesteine ist offenbar die Ursache, daß sich in dem einen Falle das Ortosilikat Olivin, im anderen ein magnesium- und eisenoxydulreiches Metasilikat, der Magnesiumdiopsid bildet.

* Teall. q. J. G. S. 1884, p. 654.

** GYLLING, Beskrifn. till kartbl. „Nystad“ Nr. 12, p. 55.

Die Korngröße der Auvergnosen

Von ALFRED C. LANE
Lansing, Michigan

Mit 1 Tafel und 6 Textfiguren

E. SCHWEIZERBARTSCHE VERLAGSBUCHHANDLUNG, STUTTGART 1906.



Diese Abhandlung sollte ursprünglich in der **„Harry Rosenbusch - Festschrift“** erscheinen. Durch ein Versehen der Postverwaltung wurde aber die letzte Revision so spät abgeliefert, dass die Aufnahme in die Festschrift unmöglich wurde.

Die Verlagsbuchhandlung.

n.

n Lehrer dar-
Beispiele für
:ehen können.
as andere soll
ogie ein Licht

e, — die aus
nan so besser
das Salband
ım hat mich
interessiert.

Es ist für die Massengesteine charakteristisch, daß sie durch Übergang aus flüssigem, homogenem, in kristallisierten, resp. glasigen Zustand infolge von V e r l u s t entstanden sind.

Der Verlust kann in Wärme allein bestehen, kann sich aber auch auf Druck, Wasserdampf, Gase usw. beziehen. I m m e r j e d o c h m u ß e r s i c h d u r c h d a s S a l b a n d v o l l z i e h e n — folglich muß eine Änderung zuerst



Die Korngröße der Auvergnosen.

Von Alfred C. Lane, Lansing, Michigan.

(Mit 1 Tafel und 6 Textfiguren.)

---

1. Einleitung.

Der beste Tribut, den ich meinem geehrten und geliebten Lehrer darzubringen vermag, wird vielleicht in der Darlegung zweier Beispiele für den Wert der Methoden der mikroskopischen Petrographie bestehen können. Das eine soll den praktischen Wert dieser Methoden zeigen; das andere soll dartun, daß durch sie auch auf allgemeinere Aufgaben der Geologie ein Licht geworfen werden kann.

Ich nehme eine der gewöhnlichsten Gruppen der Gesteine, — die aus dem gabbroitischen Magma entwickelten »Auvergnosen«, — da man so besser erkennen kann, wie wichtig das Studium von genau gegen das Salband orientierten Dünnschliffen und Handstücken ist. Dieses Studium hat mich während des letzten Dezenniums besonders interessiert.

Es ist für die Massengesteine charakteristisch, daß sie durch Übergang aus flüssigem, homogenem, in kristallisierten, resp. glasigen Zustand infolge von Verlust entstanden sind.

Der Verlust kann in Wärme allein bestehen, kann sich aber auch auf Druck, Wasserdampf, Gase usw. beziehen. Immer jedoch muß er sich durch das Salband vollziehen — folglich muß eine Änderung zuerst

an diesem stattfinden und von ihm aus sich fortpflanzen. Wenn es keinen Unterschied zwischen zwei benachbarten Teilchen, sei es in Temperatur, Druck, Mineralisatoreninhalt oder sonstwie gäbe, würde kein Verlust stattfinden können; ebenso wenn ein Unterschied in der Weise balanziert würde, daß jedes Teilchen ebensoviel von einer Seite empfängt, als es nach der anderen Seite abgibt, so würde netto keine Änderung und daher auch keine Verfestigung stattfinden können.

Demnach hängt Korngröße und Art der Verfestigung von dem Unterschied* zwischen Empfang und Ubertragung ab; diese beiden aber von der Zustandsdifferenz. Ist der Zustand eine Funktion des Ortes, so hängt die Verfestigung von dem Differential zweiter Ordnung einer der Zustandsbedingungen ab, wobei die Lage die unabhängige Variable ist. Dieses ist das gewöhnliche Gesetz der Wärmeleitung, deren Folgen ich schon abgeleitet habe,** unter der Voraussetzung, daß sich das Verhältnis zwischen Differential und Zeitdifferenz nicht ändert.

Jedenfalls aber müssen die Eigenschaften eines Massengesteins an irgend einem Punkt eine Funktion der Salbandentfernung des letzteren sein.

Es ist also sowohl eine notwendige als auch bekannte Tatsache, daß die Eigenschaften nicht nur von Punkt zu Punkt sich ändern, sondern besonders von der Salbandentfernung abhängen. Randliche Facies und Differenzierung sollen sogar typisch sein.

2. Anwendung der Korngrössen-Theorie zu praktischen Zwecken.

Das Kupfer des Lake Superior-Kupfer-Bergbaus wird meistens in Mandelsteinen (nur ausnahmsweise in Sandsteinen und Konglomeraten) gefunden.

* Siehe meine Arbeiten in den Reports der Geological Survey of Michigan, passim; auch die von Doelter im Neuen Jahrbuch publizierten; und Tammann, „Kristallisieren und Schmelzen".

** Bulletin Geological Society of America, Vol. 14, Seite 369 bis 406; Geological Survey of Michigan, 1903, Seite 205 bis 237.

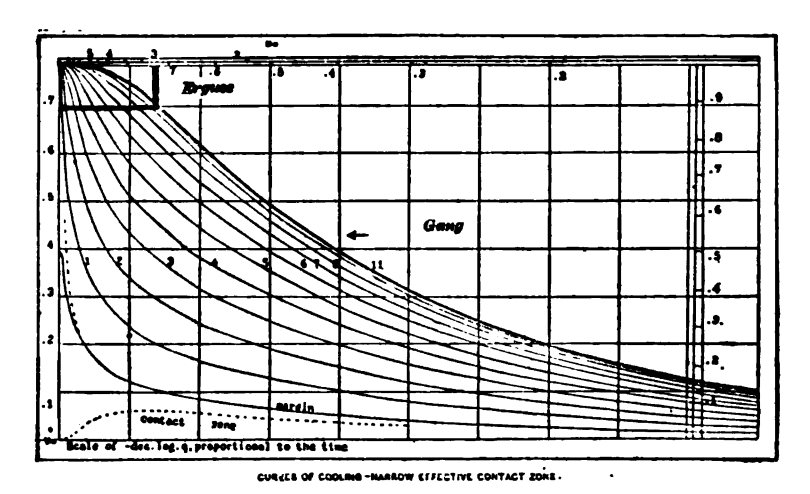
Diese Mandelsteine sind gewöhnlich die obersten Teile von Oberflächenergüssen. Der Normaltypus ist ein ophitischer Melaphyr (oder Diabas), dessen Zusammensetzung unten durch die Analysen 1 und 2 wiedergegeben ist. Auf einer matten, d. h. ebenen, nicht polierten Fläche, wie sie auf Diamantbohrkernen vorkommt, wird die Korngröße der Augite durch eine »Fleckenmaserung« erkennbar. Tafel I zeigt dies und zeigt auch, wie diese Maserung mit der Salbandentfernung gröber wird.

Ein sehr wichtiges Erzlager oder Gang, der »Kearsarge Lode«, ist ein solcher Mandelstein und wird von den Mohawk-, Wolverine-, Allouez-, Centennial-, Ahmeek-, Kearsarge-, Calumet- und Hecla-, Franklin-Junior usw. »Mining Companies« abgebaut. Das Erzlager bildet die obersten 2 bis 3 Meter eines öfters etwa 50 Meter dicken durch bis Centimeter große Labrador-Einsprenglinge charakterisierten Ergusses.

Diese Lager wünschte man auf einem durch Kies bedeckten gewissen Platze aufzufinden. Ein Schacht hat dasselbe an einer Stelle, wo es sich nach seiner Streichrichtung befinden sollte, nicht getroffen. Es hat sich später herausgestellt, daß gerade in dieser Gegend die Formation schroff geknickt wird. Diamantbohrungen wurden vom Schacht aus nach beiden Seiten gemacht. Eine dieser Bohrungen drang in einen Erguß ein, jedoch nicht durch denselben. Diesen Erguß hielt ich für den, aus dessen Mandelstein-Schaum der gesuchte Erzkörper sich entwickelt hatte. Nach der Korngröße zu urteilen, mußte der letztere etwa 10 Meter weiter liegen.

Dann untersuchten wir* die Nachbarschaft des Schachts gemeinschaftlich. Nicht weit NW des Schachts fanden wir Aufschlüsse, die fast wie Geröllе erschienen. Eine genauere Untersuchung zeigte jedoch, daß die Korngrößen mit der Lage zusammenhängen und daß wahrscheinlich die feineren Aufschlüsse nicht weit oberhalb der »Lode« liegen mußten. Demnach befahl der Ingenieur einen Schurfgraben nach SO zu ziehen, welcher

* Die Ingenieure sind meine Freunde, einer sogar früherer Student des Michigan College of Mines, und wir haben die Sache zusammen gearbeitet.



CURVES OF COOLING—NARROW EFFECTIVE CONTACT ZONE.

Figur 1. (Nach Bull. American. Geol. Soc. Bd. 14, Taf. 55.)

Die Abkühlung einer ursprünglich gleichmäßig erhitzten Schicht mit enger Kontaktzone.

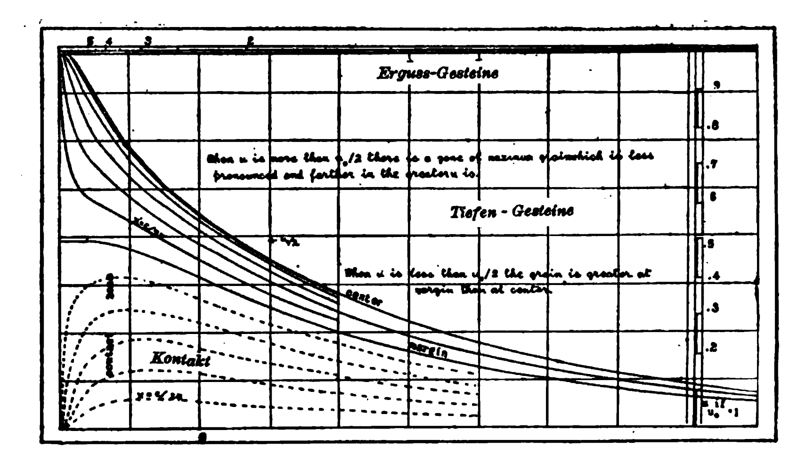
Die punktierte Linie zeigt die Zu- und Abnahme der in der Kontaktzone herrschenden Temperatur und die voll gezeichneten Kurven das gleiche in der Schicht für die verschiedenen Entfernungen vom Salband. Die Temperatur wird durch Ordinaten nach oben, der Verlauf der Zeit durch Abszissen nach rechts angegeben. Die Temperatur des Nebengesteins wird als Null angenommen und der Zeitverlauf vom Anfang der Abkühlung der Schicht an gerechnet.

---

in zwei Tagen unser Ziel, den gewünschten Kearsarge-Gang, bloßlegte, eine Arbeit, die ohne genauere petrographische Untersuchung (und insbesondere das Achtgeben auf die Korngröße) viele tausend Mark gekostet haben würde.

Verschiedene Faktoren der Verfestigung.

Solch ein Lavaerguß, wie die »Kearsarge Foot trap«, kristallisiert bald nach seinem Stillstand. Er fließt, bis er viscos wird, und die Anfangs- oder Ruhetemperatur geht nicht viel über die der Verfestigung hinaus. Die großen Einsprenglinge des Feldspaths beweisen dieses, da sie sonst corrodiert wären. Geben also die Kurven der Figuren 1 und 2 den Verlust der Temperatur für diesen Fall, so muß alles bis zur Verfestigung durch ein kleines Rechteck links oben dargestellt werden.



Figur 2.

Wie Figur 1. Nur ist die Kontaktzone mächtig.

Es wird unten von einer Linie, deren Höhe zur Höhe der Figur in demselben Verhältnis steht wie die Verfestigungstemperatur zur Anfangs- oder Ruhetemperatur (d. h. 1095 : 1235 nach Doelter), begrenzt.

Vom Salband nach dem Zentrum wird die Neigung der Kurven immer sanfter, der Verlust vollzieht sich also immer langsamer. Nur müssen wir folgendes bemerken: Der Verlust wird nicht allein in der Wärme bestehen, und die zwei Ränder können sonach eine verschiedene Rolle spielen. Außer der Wärme werden Dampf und Gas, welche die blasige Struktur der Mandelsteine hervorgebracht haben, verloren, und zwar hauptsächlich oben, nicht unten. Wir müssen also die Theorie durch Beobachtungen kontrollieren, um die von der Theorie der Wärmeverluste allein abweichende Korngröße mit der normalen zu vergleichen.

Dies habe ich für verschiedene Ergüsse und Gänge Michigans schon getan.*

* Geological Survey of Michigan, Band VI; Annual Report for 1903; Annual Report for 1904.

3. Der Medford-Gang.

Jetzt nehme ich einen Gang, der schon öfters untersucht worden ist.* Er ist auch leicht zu besuchen, da er gerade in der Gegend der Harvard-Universität vorkommt (Fig. 3).

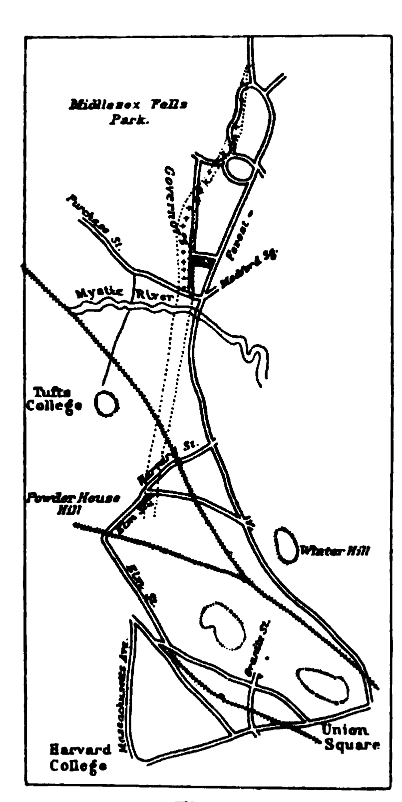


Fig. 3.
Gegend des Medford-Ganges.

Er ist als Syenit, Diabas, Diorit, Dolerit und Grünstein bezeichnet worden. Betrachten wir nur einzelne, nicht nach ihrer Salbandentfernung orientierte Randstücke, so hat jede dieser Benennungen einige Berechtigung. Seine Zusammensetzung sollen die Analysen 4 bis 6 wiedergeben. Könnten wir uns auf dieselben verlassen, so wäre die Zusammensetzung etwas variabel. Nach der HOBBS'schen Analyse würde er in eine nicht benannte Abteilung der »Chemischen Klassifikation« gehören, nach der MERRILL'schen würde er unter die Andosen zu ordnen sein. Petrographisch jedoch scheint er ein ganz gewöhnliches Glied der Konga-, d. h. Quarz-Diabas-Familie zu sein, die meistens unter die Auvergnosen gezählt werden. Dort dürfte er auch hingehören. Nehmen wir allerdings $K_2O : Na_2O$ und $K_2O + Na_2O : CaO$ aus dem Mittel der Analysen und das Verhältnis Sal : Fem aus der von HOBBS gegebenen Analyse an, so kommen wir zu der Auvergnosen-Abteilung. Siehe hiezu die Tabellen pg. 420 und 421.

* A. W. G. WILSON gibt eine Bibliographie; Boston Society of Natural History, Proceedings, Band 30, No. 2, Seite 353—374.

Ich brauche diesen Gang nicht sehr ausführlich petrographisch zu beschreiben. Einesteils ist er schon von Wadsworth, Hobbs, Jaggar und Merrill beschrieben worden, und dann kann man die Beschreibung des Hartenrod-Intrusivlagers* fast wörtlich anwenden, sogar bis zu den kompliziertesten Feldspatzwillingen. Auch hier ist Epidot selten, und Prehnit und Stilpnomelan verbreitet.

Meine Beobachtungen basieren auf acht Dünnschliffen, die vom »Powder House Hill« (Fig. 3) stammen. Der erste war dem direkten Kontakt möglichst nahe, etwa einen Fuß davon entfernt. Den direkten Kontakt habe ich nicht finden können. Wadsworth hat denselben jedoch gesehen und bemerkte an ihm eine Verhärtung und Feldspatisierung.

Die Salbandentfernungen der andern Dünnschliffe sind bis V mit einem Maßstab gemessen, die übrigen nach meinem Schritt.

Die Textur (Korn) wird gegeben durch folgende Mineralien:

Feldspat. Die Labradorleisten sind am Powder House Hill, wo der Gang etwa 300 Fuß (90000 mm) Mächtigkeit hat, etwa 7 mm lang. Bei Hall Avenue (Fig. 3) ist der Gang etwa zweimal so mächtig (180000 mm) und seine Feldspäte sind mindestens 13 mm lang.

Augit. Dunkel, anidiomorph, und wie ein Kitt am Rand. Nach dem Zentrum hin wird er mehr idiomorph.

Saure Interstitien oder **Zwischenklemmungs-Masse.** Mit Quarz und Orthoklas, oft granophyrisch verwachsen, erfüllt.

Apatit. Am Rand lange Nadeln, im Zentrum kürzere Säulen.

Olivin. Sehr, sehr selten wirklich vorhanden; ich glaube jedoch, daß die viriditische Substanz oft aus Olivin entstanden ist, wo dieselbe in Körnern und nicht überall versprengt vorkommt.

Magnetit. In Körnern und Aggregaten, welche zu oktaedrischen Skelettformen neigen.

---

* F. Heineck, Neues Jahrbuch, B. B. XVII, S. 102. Vergl. auch Wetherell, Band II, Memoirs of the Geological Survey of Mysore.

Analysen einiger

	SiO_2	Al_2O_3	$Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + 27$	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	$\frac{Na_2O + K_2O}{CaO}$
1. St. Mary "Drillcores" .	45.21 *.753*	15.85 *.155*	*.537 salfemic*	9.55 *.059*	4.37 *.061*	.725 *.181*	10.36 *1.85*	*.23 Docalcic*
2. Mt. Bohemia ophite K.	46.01 *.767*	16.95 *.166*	*.59* „	5.14 *.032*	9.83 *.137*	6.20 *.155*	6.71 *.120*	*.44* „
3. „ „ „ C.	45.30	11.81		9.94	9.31	2.69	8.05	
4. Medford Merrill . . .	47.28 *.787*	20.22 *.198*	*76.9 Dosalic*	3.66 *.023*	8.89 *.124*	3.17 *.080*	7.09 *.127*	*.67 alk. cal.*
5. „ „ verwitt.	44.44	23.19		12.70		2.82	6.03	
6. „ (Hobbs) Sweetzer	48.75 *.812*	17.97 *.176*	*.62 salfemic*	0.41 *.002*	13.52 *.189*	3.39 *.085*	8.82 *.157*	*.32 Docalcic*
7. L. H. Point, 0 mm, '03	46.98	17.85		3.13	10.30	7.10	8.47	
8. „ „ „ 616 mm .	47.67	17.55		2.51	12.59	5.65	10.75	
9. „ „ „ 4,115 „ .	47.25	18.00		2.21	12.42	6.35	11.45	
10. „ „ „ 7,600 „ .	47.10 *.785*	17.47 *.171*	*.586* „	2.66 *.017*	12.93 *.179*	6.88 *.172*	10.27 *.183*	*.21* „
11. Diabase granophyrite No. 7931, '92 . . .	54.11	12.09	*.48* „	4.00	11.51	3.47	6.72	
12. Hendre sill, 2", Moore	45.34	14.03		4.67	8.29	7.51	10.18	
13. „ „ 1' „	46.12	13.48		4.66	8.49	7.06	9.95	
14. „ „ 48' . . .	47.88 *.798*	13.64 *.133*	*.463* „	3.73 *.023*	6.53 *.091*	8.64 *.216*	12.42 *.221*	*.18* „
15. „ „ 2' . . .	45.73	14.22		4.81	8.86	8.23	10.16	
16. Hartenrod. N. 9. XVII, pag. 110	47.27	14.12		4.68	7.94	7.44	5.68	
17. „ center . .	49.17 *.819*	12.22 *.119*	*.521* „	3.10 *.020*	13.31 *.185*	5.01 *.125*	6.42 *.114*	*.68 alk. cal.*

Auvergnosen.

Na_2O	K_2O	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	H_2O+	H_2O-	CO_2	TiO_2	P_2O_5	MnO	Sum.	Sp. Gr.	Porosity	S	Cl
2.47	.31		? 1.36	? .47	.48	2.14	.165	.89	100.985			.07	.04
.039	*.003*	*.07*	*.076*		*.011*	*.025*	*.0011*	*.011*					
2.22	1.71					2.48			97.25				
.035	*.018*	*.51*											
0.93	4.07		2.70	0.30	1.49	1.15	.80	.84	100.10			.72	SO_3
3.94	2.16		2.73				.68	.77	100.59				
.063	*.022*	*.35*	*.152*				*.0055*						
3.93	1.75		3.73				.70	.52	99.81				
1.63	2.40		.6		tr.	.99	.68	.91	100.17	2.985		tr.	
.026	*.024*	*.92*	*.033*			*.012*	*.0055*	*.012*					
2.04	.60		1.97	1.55	.20		.143	.26	100.7	2.83	.0473	.097	.07
2.21	.65		.35	.40	.18		.169	.19	101.102	3.02	.0012	.183	.05
1.96	.66						.158	.18	100.744	3.01	.0032	.086	.02
1.91	.59						.161	.15	100.322	3.02	.0013	.111	.09
.031	*.006*	*.19*					*.0011*	*.002*					
2.73	1.49	.36		1.39		.85	.12	.73		99.23			.02
2.12	.48			2.62	4.08	.14			100.00	2.81	.12	.54	
2.27	.46			2.69	4.11	.16			100.00	2.82	.23	.60	
2.15	.44			2·63	1.07	.18			100.00	2.91	.64	.69	} Fe_2S_3
.034	*.005*	*.15*		*.148*	*.024*								
2.26	.45			3.47	1.01	.18			100.00	2.85	.54	.62	
3.82	1.21		3.86	0.15	1.10	1.81	.16	.60	100.64	2.80			
4.07	1.09		2.25	0.60	0.16	2.33	.25	.39	100.70	2.96			
.065	*.012*	*.19*	*.125*	*0.33*		*.028*	*.0017*	*.005*					

Erklärung der Analysen-Tafel.

1. St. Mary's „Drillcore" 5.250, Tafel 1; A. C. LANE Coll.; F. K. OWITZ anal.
2. Mt. Bohemia Ophite; L. KIRSCHBAUM anal.; F. E. WRIGHT Coll.
3. Idem, von einem verstorbenen Assistenten; wahrscheinlich nicht sehr genau, jedoch ebenso gut wie viele andere.
4. Medford-Gang; MERRILL; Bull. Geol. Soc. Am., Band VII, S. 358. Vom Zentrum eines verwitterten Felsen.
5. Idem, noch mehr verwittert.
6. Derselbe Gang, Pine Hill, „ungewöhnlich frisch"; HOBBS coll.; R. C. SWEETZER anal.

7. 8. 9. 10. Alle vom Light House Point Gang, Geological Survey of Michigan, Annual report for 1903, S. 244. Salbandentfernungen 0, resp. 616.4, 115 und 7 600 mm.

11. Diabas Granophyrit; anal. F. F. SHARPLESS; Geol. Sur. Mich. Band VI, Seite 265. Siehe noch andere Analysen dort.

12. 13. 14. 15. Hendre Sill, C. C. MOORE anal.; Proc. Liverpool Geological Society, Presidential Address 1902—1903; resp. 2 Zoll vom oberen Salband, 1 Fuß, 48 Fuß (Zentrum), 2 Fuß von dem unteren Salband. Das Zentrum ist 14 600 mm vom Salband.

16. Kleiner Gang in Hartenrod Diabas; nach meiner Meinung undifferenziertes Magma darstellend, nach dem Autor aber nicht. Neues Jahrbuch, B. B. XVII, Seite 99.
17. Zentrum des Hartenrod Diabas. NB. Mehr SiO_2 und FeO, weniger Al_2O_3 und Fe_2O_3.

Unter **viriditischer Substanz** fasse ich Stilpnomelan (Chalcodit), Biotit, verschieden gefärbte Amphibole, grüne glimmerartige Substanzen und Prehnit zusammen. Alle diese treten zusammen auf und sind oft deutlich sekundär, sicher jünger als der Augit. Mir scheint es aber, daß andere Flecken Olivin ersetzen. Zuweilen bilden sich grüne Adern im Labrador. Auch glaube ich, daß Mikrodrusen davon erfüllt werden können.

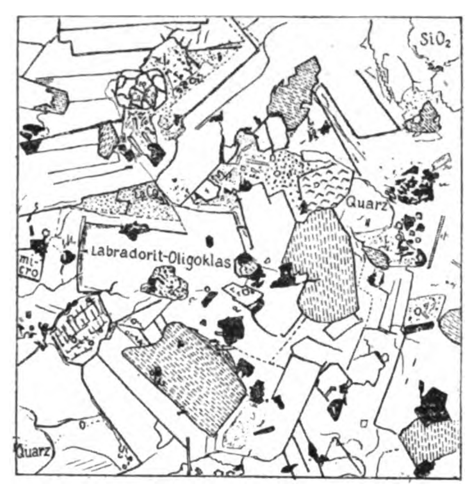
Untersuchen wir diese acht Dünnschliffe, so finden wir wohl ausgeprägte Unterschiede.

I. Zeigt wahrscheinlich einen mit Kalkspat und Prehnit erfüllten Mandelraum.

Augite haben gewöhnlich ca. 1 mm Durchmesser. Nur einmal erreichen sie 2 mm. Sie sind ganz deutlich die zuletzt kristallisierten Mineralien.

Die Feldspate variieren sehr. Die in den Augiten Eingebetteten sind kaum halb so groß als die dazwischen Liegenden. Zuweilen kann man beobachten, wie Leisten sich verjüngen und spitz zulaufen, wo sie in Augit





Figur 4 und 5.

Die Textur des Medford-Ganges am Rand und im Zentrum.

Magnetit schwarz, Feldspat weiss, Augit konventionel (mehr oder weniger der Spaltbarkeit parallel) schraffiert, Viridit punktiert gezeichnet.

Figur 4 nach Dünnschliff III Gesichtsfeld 8 mm, Salbandentfernung 2 365 mm
„ 5 „ „ VII „ 10 „ „ 30 000 „

eindringen (Fig. 4). Der Feldspat fing vor dem Augit und Magnetit zu kristallisieren an.

Die Dimensionen parallel zu M (010) sind fünfmal so groß wie die zu dieser Fläche normalen. Figur 4, nach III gezeichnet, würde die Textur auch hier ziemlich gut darstellen, wenn die Vergrößerung viermal größer als für III wäre.

Die Apatite sind nicht so häufig wie weiter entfernt vom Salband und nicht braun gefärbt.

II fast wie I. Obgleich der Magnetit oft den Feldspat umschließt, tritt er auch nesterweise mit Biotit vergesellschaftet in einer Weise auf, die auf Resorption eines früheren Gemengteiles schließen läßt. Das resorbierte Mineral könnte vielleicht Olivin gewesen sein.

III. Die Textur wird in Figur 4 dargestellt. Diese Zeichnung wurde mit der Camera lucida skizziert und später, nachdem der Schliff bei ver-

schiedener Vergrößerung und zwischen gekreuzten Nicols beobachtet worden war, mit freier Hand revidiert. Immer noch hat sich der Magnetit später als der Feldspat entwickelt. Er liegt häufiger in viriditischer Substanz als in Augit.* Braune Hornblende zwischen denselben und Augit habe ich einmal getroffen. Dieser Schliff und dieses Randstück sind trotz der Tatsache, daß sie nur 2 bis 3 Meter vom Salband stammen, besonders soweit es den Augit betrifft, die gröbsten.

IV. Dieses Handstück ist nur 2 Fuss weiter vom Salband als III. Es hat jedoch wahrscheinlich etwas kleinere Augite und etwas größere Feldspäte. Einmal trifft man einen von brauner Hornblende unregelmäßig begrenzten Augit. Jene ist mit einer kristallographischen Fläche [beinahe senkrecht zu c, also wahrscheinlich r(111)], gegen einen helleren, stärker doppelbrechenden, aktinolitischen Amphibol begrenzt. Dieser aktinolitische Amphibol fasert sich gegen Feldspat in weniger doppelbrechende grünere Uralitfasern aus. Braune Hornblende wird immer häufiger. Der Magnetit wird nicht mehr deutlich von älterem Feldspat begrenzt.

V. Wird anscheinend nicht gröber. Der Augit ist kleiner und besser idiomorph ausgebildet. Die Feldspate sind nicht ganz viermal so breit als dick. Magnetit wird häufiger und verhält sich dem Feldspat gegenüber nicht mehr allotriomorph; auch Glimmer, Hornblende und Apatit sind reichlicher vorhanden. Biotit ist zuweilen idiomorph und kompakt. Die Textur ist plutonisch wie in Fig. 5 und fast ebenso grob wie dort. Granophyrische Interstitien kommen vor.

VI. Die bei V erwähnten Veränderungen werden intensiver. Der Augit wird scharf idiomorph gegen die am Rand alkalireichen Feldspate; diese werden zum Teil von Orthoklas oder granophyrischen Verwachsungen umsäumt. Apatit ist häufig und im Zentrum von braunen Interpositionen erfüllt. Eine Apatitnadel war 2 mm lang.

---

* Vergleiche Tafel IX von Irvings „Copper Bearing Rocks“.

VII. Fig. 5 zeigt schematisch die Textur dieses Schliffes. Im allgemeinen erscheint das Gestein gröber als VI, besonders die Feldspate. Die braunen bestäubten Apathite werden grösser, wenn sie nicht im Feldspat eingeschlossen liegen. Pyrit, Orthoklas um Labrador und braune Hornblende um Augit kommen vor. Der Quarz der Interstitien führt Flüssigkeitseinschlüsse.

VIII stammt vom Zentrum des Ganges und zeigt (ausser vielleicht Ilmenit) nichts Neues.

In den Schliffen VII und VIII sind die Feldspatleisten nur 2—3mal so lang wie breit.

Numerische Behandlung.*

Folgende auf pg. 426 ersichtliche Tabelle stellt unsere auf Grund der Korngröße gemachten Beobachtungen zusammen.

Die Zahlen geben immer außer den unten notierten Ausnahmen lineare Dimensionen. Jede Nummer stellt das Mittel mehrerer (gewöhnlich 5) Messungen dar. Nach jeder Messung wurde der Mikroskoptisch um ein bestimmtes weiterbewegt, um ein neues Gesichtsfeld zu gewinnen, woraus die längste Dimension des größten wohlerkennbaren Individuums gemessen wurde. Verschiedene bequeme Vergrößerungen wurden gebraucht.

Augit. Die Geschwindigkeit der Zunahme der Korngröße am Rand, d. h. (C')* scheint nicht weniger als

$$C' = .002.$$

Also muß Schliff I aus weniger als $1.4/.002 = 750$ mm vom Salband stammen. Diese Entfernung stimmt mit der am Ort gemachten Beobachtung gut überein. Wir nehmen sie also an und korrigieren die Entfernungen der anderen Schliffe vom Salband danach. Im Zentrum ist die Korngröße (E) ziemlich gleichmäßig. Als das Korn im Zentrum nehmen wir das Mittel der für VIII erzielten Resultate

$$E = 1.7 \text{ mm}.$$

* Ich brauche dieselbe Nomenclatur wie früher; Annual for 1903.



Korngröße des Medford-Ganges, numerisch dargestellt.

Schliff No.	Augit Korn in mm	Augit Differenz	Salband-entfernung	Magnetit Korn in mm	Feldspat Korn in mm	Apatit Korn-durchmesser in mm
I	2.05 a 2.37 b .83 c 1.1 e	1.5 +	750 mm D. 575	1.0 h	.73 j 1.61 k 1.45 l 1.69 n	.037
II	2.15 a 2.47 b 1.36 c 2.49 d 2.4 f	.9	1325 D. 1040	.97 h	.76 j 1.41 k 1.59 l 1.58 n	.040 .033
III	4.05 a 4.67 b 4.23 c 3.98 d 4.56 g	2.2 maximum	2365 D. 120	2.28 h maximum	.72 j 1.66 k 2.11 l 1 bis 2 m 1.97 n	.033
IV	1.65 a 1.93 b 3.3 c 2.56 f	— 2	2985 D. 7015	1.25 h 1.3 i	1.07 j 2.57 k 2.72 l 2½ bis.3 3 n	.031
V	1.04 a 1.35 b 1.92 c 1.66 g	— 1	10 000	1.8 h .72 i	1.45 j 2.99 k 4.00 l 3 bis 3.5 m 2.58 n	.030
VI	1.21 a 1.26 b 1.74 c		20 000	.91 h .43 i	2.57 j 4.95 k 5.28 l 4 bis 5.6	.110
VII	1.45 a 1.79 b 1.62 c	gleich-körnig	30 000	1.0 h	2.08 j 3.14 k 3.8 l 5 ± 5.9	.085
VIII	1.17 a 1.35 b 1.69 c 1.92 g		40 000	1.2 h	2.17 j 3.3 k 4.1 l 5 ± m 7 bis 9	.095

Erklärung der Tabelle.

a. Die Quadratwurzel des Produktes zweier aufeinander senkrechter Dimensionen.
b. Dieselben Beobachtungen, Mittel der längeren Dimensionen.
c. Mit bloßem Auge, Mittel der Quadratwurzeln zweier Dimensionen.
d. U. M.; Quadratwurzeln; Mittel aus drei.
e. U. M. (ein Fleck wird sehr grob); Mittel aus 8 Beobachtungen der längsten Dimensionen.
f. Ähnlich; Mittel aus 6 Beobachtungen.
g. Ähnlich; Mittel aus 5 Beobachtungen.
h. Mittel aus 6 bis 8 Beobachtungen, des längsten Durchmessers oktaetrischer Aggregaten.
i. Quadratwurzel zweier aufeinander senkrechter Dimensionen; Wahrscheinlich in VI und V, die offeneren Aggregate werden ausgeschlossen.
j. Quadratwurzel zweier Dimensionen, die eine zu M (010) parallel.
k. Dieselbe; längste Dimension.
l. Mittel der längsten Dimensionen; 5 Messungen.
m. Mit bloßem Auge, aus den Dünnschliffen.
n. Mit bloßem Auge, aus Handstücken.

Die ganze erhizte Zone ist an Mächtigkeit gewiß etwas größer als der Gang. Eine Kontakt-Zone von 15 m auf jeder Seite anzunehmen scheint genügend und stimmt mit gewissen Beobachtungen am Feldspat überein. Also wird die Mächtigkeit (c) der ganzen erhizten Zone $c = 2w + 2y = 120\,000$ mm sein.

Also wird $$E/C'c = .0071.$$

Darnach leiten wir aus Fig. 6 das Verhältnis der Temperatur der Augit-Verfestigung zu der Temperatur des Magmas am Anfang der Abkühlung ab.

Sie ist $$v : u_0 = .54.$$

Dieses ist das Überschmelzungsverhältnis.

Nehmen wir die Kristallisations-Temperatur des Augits zu 1095° C. (Doelter) und den Nullpunkt, die Temperatur des Nebengesteins zu 95° C. (höhere Temperaturen würden wahrscheinlich Regionalmetamorphismus verursachen), so finden wir die Anfangstemperatur u_0.

$$v/u_0 = (1095 - 95 +)/u_0 = .54.$$

Also ist $u_0 = 1860 +$. Diese 1860° sind aber über der Nebengesteinstemperatur, also die Anfangstemperatur war 1960° C. +.

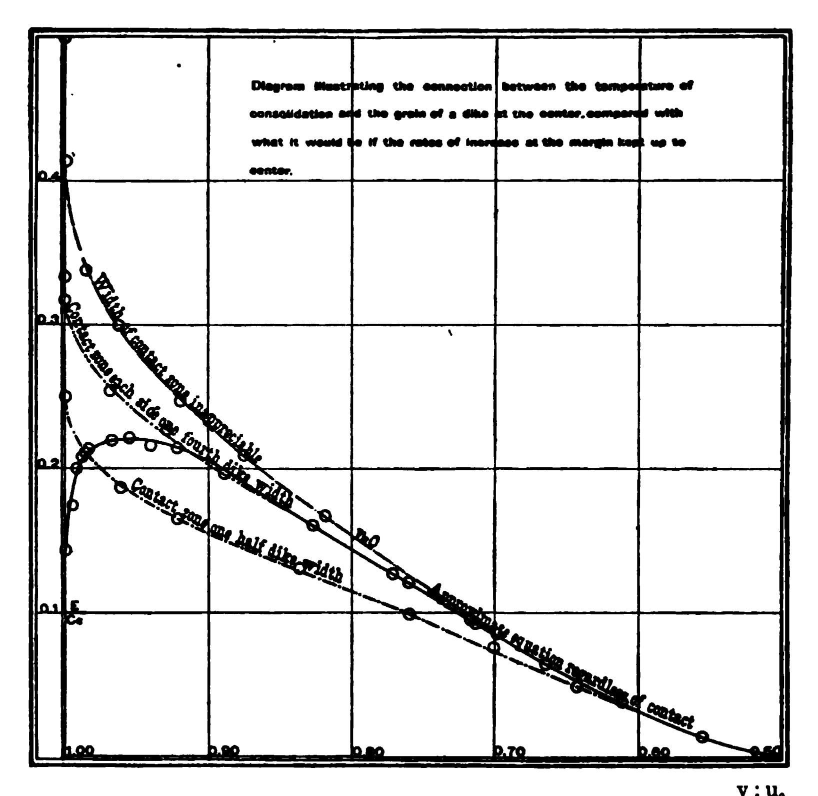


Fig. 6. Nach Annual Report Geological Survey of Michigan, 1903, Seite 219. Die Abscissen nach links stellen das Verhältnis der Kristallisations-Temperatur zu der Anfangs-Temperatur dar. Diese darf man das Überschmelzungsverhältnis nennen. Hätte die Zunahme am Salband durch die ganze erhitzte Zone stattgefunden, so wäre eine Korngröße erreicht worden, deren Verhältnis zu der Korngröße am Zentrum (E/C′c) durch die Ordinaten nach oben dargestellt worden ist.

Unser Ergebnis scheint ganz so, wie man es für die Anfangstemperatur eines Magmas ohne intratellurische Einsprenglinge erwarten darf.

Daß die Maximalkorngröße des Augits dicht am Rand liegt, steht auch ganz mit der Theorie im Einklang. Vergleiche man nun die für ·52 gezeichnete (Fig. 5, Annual Report für 1903) Kurve. Dieses Maximum darf nicht mehr als 2·6 mal die Korngröße des Zentrums sein.

Magnetit. Hier finden wir E 1.23 (ganz unsicher)?
$C' = 1.00/750 = .0013.$

Wenn $c = 120\,000$, $E/C'c = .00785$. Folglich soll die Kristallisationstemperatur des Magnetit nur wenig höher als die des Augits sein. Das stimmt ziemlich mit seinem Schmelzpunkt (1185° DOELTER) und seinem Idiomorphismus gegen den Augit, ebenso mit seinem weniger auslaufenden Maximum.

Feldspat (Labrador). Dessen Korngröße ist mit bloßem Auge am leichtesten zu messen. Nicht alle Beobachtungen habe ich hier angeführt, da sie wesentlich zu denselben Schlüssen führen.

Parallel der M(010) Fläche ist E nicht weit von 5, vielleicht noch mehr. Dicht am Salband sind wir im Zweifel wegen der großen Unterschiede zwischen den verschiedenen Feldspaten, die eine schwach porphyrische Struktur andeuten. Zweifelsohne war das Salband abgekühlt und die ersten Gemengteile hatten angefangen zu kristallisieren ehe das Magma ganz zur Ruhe kam. Mit möglichster Annäherung bekommen wir:

$$C' = 1.5/750 \text{ bis } 1375 = 002 -$$
$$\text{also } v/u_0 = .58.$$

Wir müssen noch eine Methode versuchen, welche theoretisch nicht so sehr von randlichen Unregelmäßigkeiten beeinflußt werden kann.

Bei Schliff III bis V oder VI ist die Geschwindigkeit der Zunahme der Feldspate geringer, ziemlich gleichmäßig und es gibt kein Maximum. Diese gleichmäßige Geschwindigkeit scheint eine Tangente der Korngrößenkurve darzustellen, die ich $Ax + B$ nannte. In dem Fall ist

$$A = (5 - 1.8)/17\,635 \text{ oder } (3:5 - 2.65)/7\,015$$
$$= .00\,018 \text{ bis } .00\,012.$$

Substituieren wir die Korngröße und die entsprechenden Enfernungen in $y = Ax + B$, so finden wir: $B = 1.7$ bis 2.2.

Daher die Kontaktzone $y = B/A = 9\,500$ bis $18\,300$ mm = die Kontaktzonenweite. Diese Kontaktzone ist nicht unmäßig. Dann finden wir nach den Annäherungsformeln des "Annual für 1903"

$$f^2 = v/u_0 = E:45\,h\,A\,c \text{ (h ist annäherungweise .88)}$$
$$= .63 \text{ bis } .81.$$

·63 führt zu einer besser passenden Kurve und stimmt mit dem durch die erste Methode erhaltenen Resultat besser überein; beide Methoden wiesen nach, daß die Feldspäte früher als Augit und auch Magnetit zu kristallisieren anfingen.

Apatit. Die gemessenen Dimensionen der Apatite sind die Durchmesser der Säulen, da man kaum je sicher ist die ganze Länge im Schliff zu sehen.

Da die Apatite im Zentrum einen ganz anderen Habitus als am Rand haben, und auch im Zentrum braun gefärbt sind, ist zu erwarten, daß ihre Durchmesser nicht von der Abkühlung abhängen werden. Die ersten fünf Dünnschliffe zeigen sehr wenig Unterschied. Dann plötzlich werden die Apatite dreimal so groß und anders gefärbt. Die Erklärung verschiebe ich auf eine andere Gelegenheit; der Chlorgehalt wird viel damit zu tun haben.

Schluss.

Die Korngröße des Augits scheint am innigsten mit der Abkühlung zusammen zu hängen. Gerade das ist zu erwarten. Ein Vergleich mit anderen Gesteinen führt zur Folgerung, daß je tiefer das Gestein, um so mehr wird es überschmolzen, und desto mehr plutonisch oder abyssisch ist sein Habitus. Theoretisch jedoch werden wir einige Ausnahmen erwarten. Dieser Medfordgang ist interessant, da er gerade ein Übergangsglied darstellt: Im Zentrum hat er plutonischen Habitus, gegen die Salbänder hin erscheint er mehr einem Erguß ähnlich.

Seine Entwickelung wird wohl folgende gewesen sein:

Am Anfang völlig flüssig, keine Einsprenglinge, Temperatur etwa 2000° C.

Injektion: Am Salband sinkt die Temperatur sehr plötzlich auf etwa 1000° C. Kleinere Olivine und Feldspäte bilden sich dicht am Salband, ehe das Magma ganz still steht.

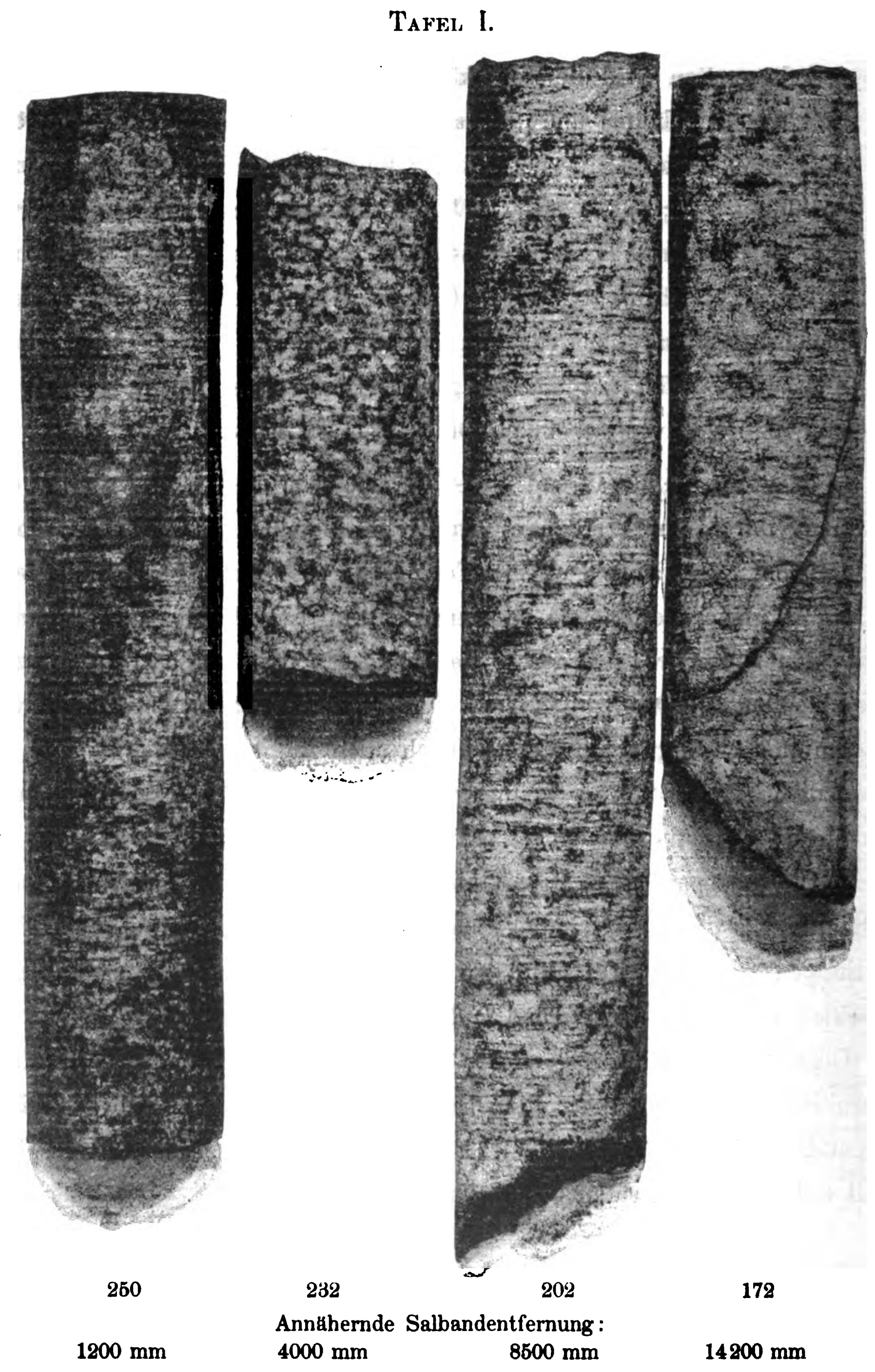
Der Rand kristallisiert gröber und gröber; Olivin wird resorbiert; es bilden sich Magnetit und zuletzt Augit; Glas (?); Dampf und Gase (Chlor) werden im Zentrum, im Nebengestein und in Mandelräumen gesammelt.

Während dieser Zeit wird die Kontaktzone immer wärmer und dadurch nach und nach die Abkühlung und Kristallisation sehr langsam; die Korngröße wird sehr grob. Dies wird die Zeit für magmatische Differenzierung und Erzlagerbildung sein; das überhitzte Wasser bewegte sich nach dem Zentrum hin und trug Chloride (Apatit), vielleicht auch reduzierende Gase und Wasserglas mit (viele Analysen von Gängen zeigen mehr FeO und weniger Fe_2O_3, mehr SiO_2 und weniger Al_2O_3 im Zentrum, wie LAWSON gezeigt hat). Die Differentiation der Ergüsse ist ganz anders. Das Zentrum wurde so abgekühlt, daß sich wahrscheinlich Olivin gebildet hatte.

Letzte Periode. Während dieser Periode war die Geschwindigkeit der Abkühlung durch eine bestimmte Temperatur dieselbe; also blieb die Korngröße gleichmäßig, soweit es die Temperatur betrifft. Nur kristallisierte das Magma immer beständig nach dem Zentrum hin, der Rest des Magmas wurde immer wasser- und gashaltiger und löste die feldspatige Substanz immer leichter auf, Augit aber nicht. Er griff den früher gebildeten Olivin, aus dem Biotit, Magnetit, wahrscheinlich auch Augit gebildet wurden, an. Sobald die Kristallisation so weit gegangen war, daß das Magma genügend konzentriert war, fing es an, anstatt des Augites braune Hornblende zu bilden. Die Feldspatbildung dauert immer noch fort, wird aber immer mehr alkalihaltig, bis endlich das eutektische Verhältnis der granophyrischen Verwachsungen erreicht wird. Nur ein Bruchteil eines Prozent eines Bergschweißes, der noch Calcium und andere Chloride enthielt, blieb übrig.

Gleiche Untersuchungen anderer Gesteine zeigen, daß die plutonischen gabbroitischen Magmen sehr oft dadurch zu charakterisieren sind, daß ihre Temperatur mindestens fast 2000° C. war und ihr Wasserdampf- und Gasgehalt auf die Kristallisationsfolge Einfluß hatte.

Tafel I.

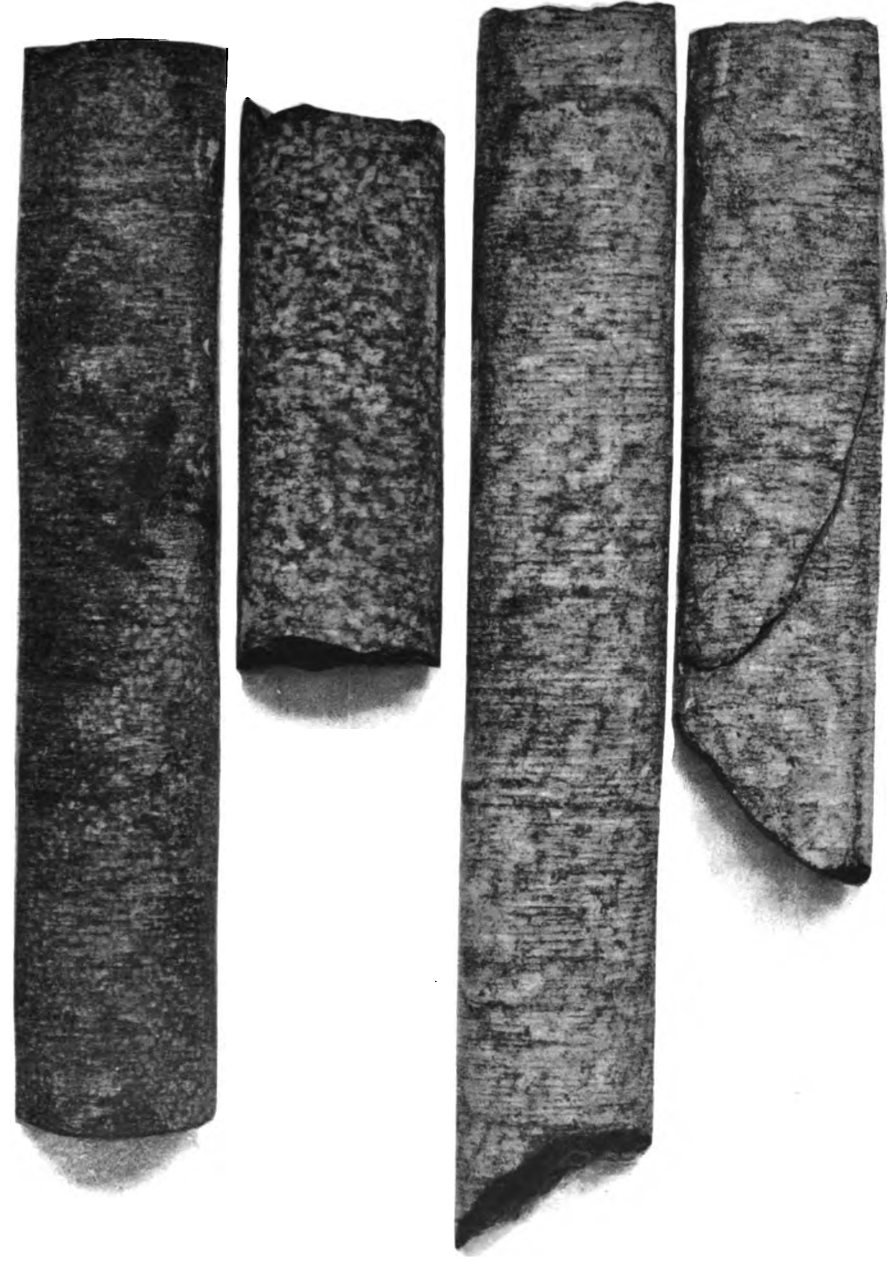


250	232	202	172

Annähernde Salbandentfernung:

1200 mm	4000 mm	8500 mm	14200 mm

Ophitische Textur in Kernen einer Diamant-Bohrung.



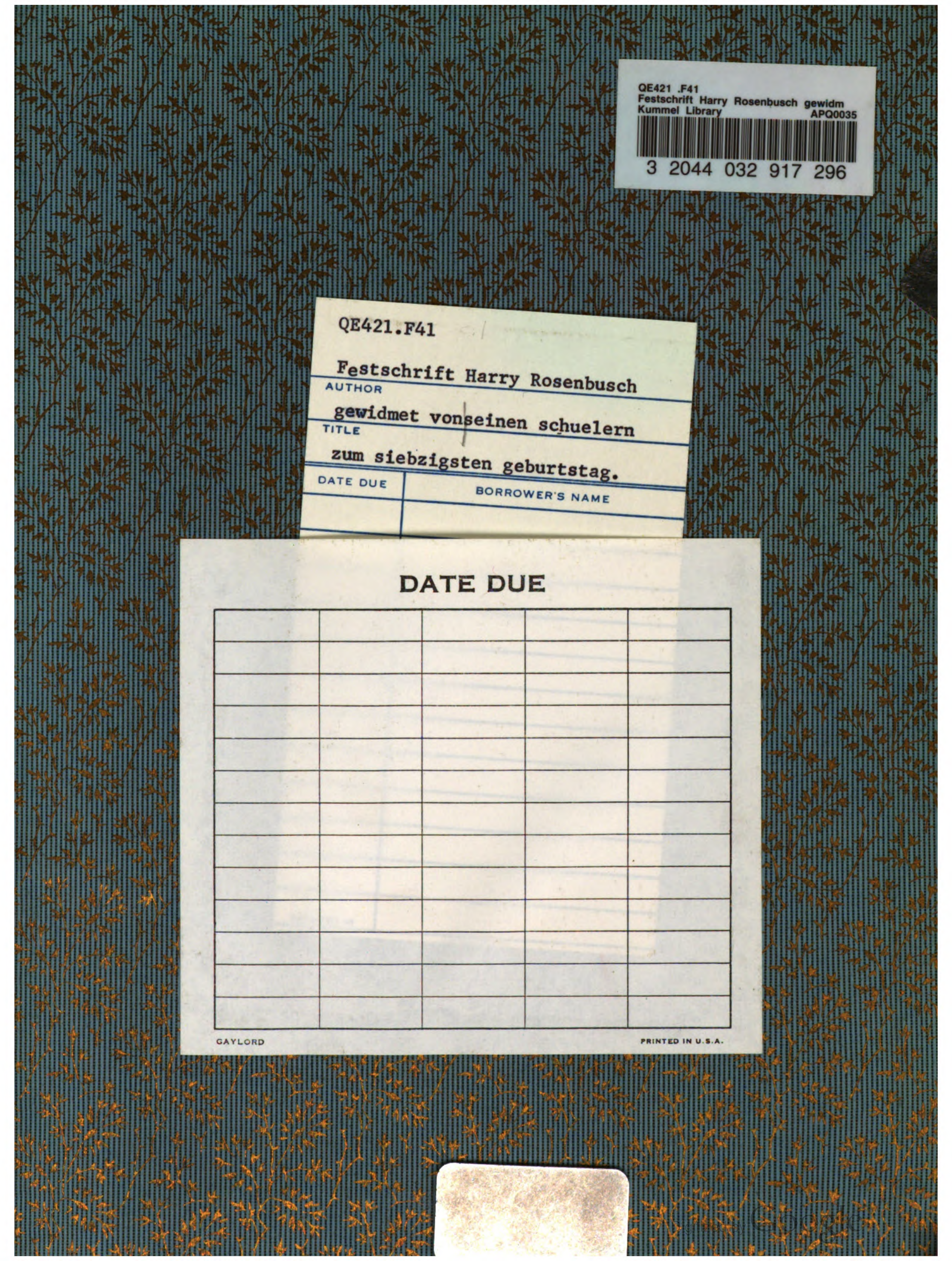
250 232 202 172

APPROXIMATE DISTANCE FROM MARGIN, IN FEET:

4 13 28 43

LUSTER-MOTTLING IN DRILL-CORES OF OPHITES.




QE421 .F41
Festschrift Harry Rosenbusch gewidm
Kummel Library
APQ0035
3 2044 032 917 296
QE421.F41
Festschrift Harry Rosenbusch
AUTHOR
gewidmet vonseinen schuelern
TITLE
zum siebzigsten geburtstag.
DATE DUE
BORROWER'S NAME
DATE DUE
GAYLORD
PRINTED IN U.S.A.

